

誌會學床礦物礦石岩

號四第 卷八十二第

(日一十月七年十七和昭)

文報研究

- 平安北道富崇洞及び弓弩洞産灰礬柘榴石 { 理學博士 神 津 倣 祐
理學博士 竹 内 常 彦
理 學 士 木 崎 喜 雄
- 岩手縣江刺郡伊手附近の地質礦床,特に
黃金坪角礫管狀金タングステン礦床(II) { 理學博士 渡 邊 萬 次 郎
理 學 士 黄 春 江
黃金坪角礫管狀礦床

錄雜論評

- 結晶中に於ける H の狀態について(II) 理學博士 高 根 勝 利

抄 錄

- 礦物學及結晶學 コロンブ石の形態學 外 9 件
- 岩石學及火山學 Philipstown 地方のキンパーレー岩の産狀 外 4 件
- 金屬礦床學 黑礦々床の二次富化作用 外 5 件
- 石油礦床學 西濠洲の古生層 外 2 件
- 參考科學 礦水の地球化學的研究 外 5 件

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

會學床礦物礦石岩日本

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.
Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.
Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Tunehiko Takéuti, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Kei-iti Ohmori, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, R. S.	Motonori Matsuyama, R. H.
Muraji Fukuda, R. H.	Kinjiro Nakawo.
Tadao Fukutomi, R. S.	Seijirô Noda, R. S.
Zyunpei Harada, R. H.	Yoshichika Ôinouye, R. S.
Fujio Homma, R. H.	Ichizô Ômura, R. S.
Viscount Masaaki Hoshina, R. S.	Jun-ichi Takahashi, R. H.
Tsunenaka Iki, K. H.	Korehiko Takéuchi, K. H.
Kinosuke Inouye, R. H.	Hidezô Tanakadaté, R. S.
Tomimatsu Ishihara, K. H.	Iwawo Tateiwa, R. S.
Takeo Katô, R. H.	Kunio Uwatoko, R. H.
Rokurô Kimura, R. S.	Manjirô Watanabé, R. H.
Kameki Kinoshita, R. H.	Mitsuo Yamada, R. H.
Shukusuké Kôzu, R. H.	Shinji Yamané, R. H.
Atsushi Matsubara, R. H.	Kôzô Yamaguchi, R. S.
Tadaichi Matsumoto, R. S.	

Abstractors.

Akitosi Isimitu	Iwao Katô,	Yoshinori Kawano,
Yosio Kizaki	Isamu Matiba,	Yûtarô Nebashi,
Kei-iti Ohmori,	Rensaku Suzuki,	Jun-ichi Takahashi,
Katsutoshi Takané,	Tunehiko Takéuti,	Manjirô Watanabé,
Shinroku Watanabé,	Kenzô Yagi.	

岩石礦物礦床學會誌

第二十八卷 第四號

(昭和十七年十月一日)

研 究 報 文

平安北道富崇洞及び弓弩洞産灰礬柘榴石

Grossularite from Fusoôdô and Kyûdôdô, Korea

理學博士 神 津 俣 祐 (S. Kôzu)

理學博士 竹 内 常 彦 (T. Takéuti)

理 學 士 木 崎 喜 雄 (Y. Kizaki)

ABSTRACT In the Sozan district, Heihoku, Korea, there occur two varieties of skarn grossularite. The one is the Fusôdô variety and is already reported as the pseudomorph after scapolite. The other is Kyûdôdô one of massive form. Both occur in the skarn in the pre-Cambrian granitic gneiss with such contact minerals as diopside, wollastonite, sphene and calcite. The refractive indices and cell dimensions of those garnets are measured as just same value as $n_D=1.741$ and $a_0=11.817\text{\AA}$ respectively. The specific gravity of Kyûdôdô type is also measured as $G=3.605$. The chemical composition of the garnet calculated from above physical constants may be taken as $\text{Gr}=90.15\%$, $\text{And}=1.26\%$, $\text{Alm}=8.37\%$, $\text{Py}=0.12\%$, and $\text{Sp}=0.10\%$.

目 次

- | | |
|----------------------|----------------------|
| 1 緒 言 | 屈 折 率 |
| 2 本産地附近の地質 | 格子恒数 |
| 4 柘榴石の産出状態及び
共生礦物 | 比 重 |
| 3 柘榴石の物理性質 | 5 物理恒数より検討せる
化學成分 |
| 肉眼的觀察 | 6 總 括 |
| 顯微鏡的觀察 | |

1 緒 言

本柘榴石は木野崎學士¹⁾の發見に係るもので、其の產狀の特異なる點に於て特に吾人の注意を惹くものである。本研究も亦同氏寄贈の標本を以て開始した、今本報告を草するに當り余等は其好意に對し深甚の謝意を表するものである。

本產地富崇洞は平安北道楚山郡板面に位し、朝鮮の北邊に近く著名なる雲山礦山の北西方直線距離約 15km, 又大楡洞礦山の北東方直線に約 10km の僻遠の地にある。

本產地柘榴石は上記の如く最初朝鮮總督府地質調査所木野崎吉郎學士により採集され、筆者の一人に寄贈せられ、余等研究室に於て行ひつゝある柘榴石の研究資料として貴重な標本となつたものである。本柘榴石は透輝石、楣石等の結晶と共にスカルン礦物群をなすものであるが、木野崎學士によれば柱石 (scapolite) の假像を呈し、最初柱石として晶出したものが二次的に柘榴石に變化したと言はれ其例稀有と思はれる。

筆者等は先づ本柘榴石の光學的並びに X 線の實驗に従事しつゝあつたが、昭和十六年春本產地附近を調査する機會を得、筆者の中 T. T. 及び Y. K. は其現地調査を行つた。

以下本柘榴石に就て行つた野外及び室内研究結果の概要を報告する。

1) 木野崎吉郎：朝鮮產礦物(II)，朝鮮鑛業會誌，14，75～88，昭 6；朝鮮地質圖，第 15 輯，北鎮及牛峴鎮圖幅，昭 8。本產地諸礦物は木野崎學士が北鎮及牛峴鎮圖幅調査の際新產地として記載されたもので、同學士によれば本礦物は富崇洞地區内三寨下洞部落の南西直線に約 1500m，北側に傾斜せる人家無き枝節岩谷で、其の登りつめの海拔約 700m の處で石墨採掘跡の捨石中より採集をられたものである。記載された礦物は柱石、風信子礦、楣石及び透輝石で、主として形態學的に決定した結果が報ぜられて居る。その中柱石(柘榴石)に就て其の要點を摘録すれば次の如くである。柱石は八角短柱狀結晶で、(110)，(100)，(111)及び(311)の結晶面を有す。柱面として(110)の發達最もよく(100)これに次ぐ。端面は(111)の發達著しく、主としてこの面より成るが往々(311)を觀察し得。本礦物は白色或は淡紅色不透明或は稍透明にして鏡下に之を檢するに柱石の性質を示さず、主として柘榴石より成り少量の方解石を伴ふ。本礦物は最初柱石として結晶せしものが、二次的に柘榴石及び方解石に變化せしものである。大さは大なるものにて柱徑約 2.5cm，柱長約 4cm である。

2 本產地附近の地質

本產地附近は前寒武利亞時代の侵入に係ると稱せられる片麻岩類が一帶に分布し、其の中に柘榴石を含有する場合多く、筆者の一人(S.K.)は夙に本種岩石に注目して居た所で、昭和十五年及び昭和十六年の二回に亘り筆者の他の二人(T.T. 及び Y.K.) 並びに石光學士をしてその調査に當らしめた。その詳細に就ては近く發表する豫定であるが、本報文に記述する柘榴石はその片麻岩の成分礦物をなす柘榴石とは異り、本片麻岩中に捕獲岩として散在する石灰岩の變質作用により生成されたものである。

石灰岩は片麻岩中に捕獲岩として存在し、一般にその岩體は小さく、場所によつてはスカルン礦物のみを残存して石灰岩の認められぬ場合がある。又屢々石墨を伴ひ、石墨礦床として嘗て採掘されたもの多く、現在採掘されつゝあるものも數ヶ所存在する。

三塞下洞より富崇洞方面に至る溪谷の入口附近の東側斜面に賦存する石灰岩は、本地域附近で最も大なる岩體で、幅約 50m 延長約 500m に及ぶ。本岩は比較的細粒の方解石より成る糖狀石灰岩で、中には接觸變成礦物を含まず、唯若干の鱗片狀石墨を點在するのみである。本岩は現地に於て焙燒し、大楡洞礦山の製鍊用石灰として出荷されて居る。

上記石灰岩の賦存する斜面の反對側、即ち西側の枝節岩谷には多數の石墨礦床が分布する。その大多數のものは既に稼行を中止せる爲め坑道崩壞し、その内部状態を知ることは出来なかつたが、捨石より觀察し何れも石灰質岩石の接觸變質作用に基因する礦床と考へられる。

本野崎學士が柱石の假像をなす柘榴石等の接觸礦物を採集せられた枝節岩谷の礦床は、現在稼行中止せるものの一つで、廢坑は崩壞せる爲内部の状態は不明で、且捨石中にも良好なる標本を認め得なかつた。本地域附近に本野崎學士の採集せられた柘榴石と全く同様の、淡紅色を呈する柘榴石、透輝石、石墨等と共に屢々スカルンを形成して居たが、筆者等の觀察し範圍では結晶形を示すものなく従つて柱石の假像も認められなかつた。

本地域とは多少隔るが、松面西部弓弩洞部落西方約 1.5 km, 標高 561.2 m 點の南側にある石墨礦床中には柱石の假像は認められぬが、その物理性質の近似する柘榴石を多量に産し、透輝石、珪灰石、楣石等と共生して居る。本柘榴石は木野崎學士採集の柘榴石と比較の爲物理性質の實驗に供した、其の結果は第四章に述べる。

本地域一帯に分布する片麻岩類は、所謂灰色片麻岩系に屬し、主として花崗片麻岩より成り、花崗片麻岩は柘榴石、堇青石等の含有の有無により種々の岩相に分けられ、又其の中に黒雲母片麻岩、黒雲母片岩、石墨片岩、石灰岩、石灰質變成岩等の小岩體を捕獲岩或は混成岩として交へ、錯雜せる構造を示して居る。富崇洞附近に於ては其等の中の含柘榴石花崗片麻岩が發達して居る。本岩は片麻岩構造を有し、石英、長石、黒雲母、柘榴石、堇青石等より成る粗粒乃至中粒完晶質岩石で、石英及び長石は肉眼的に青灰色を呈し、長石は微斜長石を主し、灰曹長石を少量に交ふるものである。

3 柘榴石の産出狀態及び共生礦物

既に述べた如く本產地附近には二様の柘榴石¹⁾が存在する。即ち一は木野崎學士の發見に係る柱石の假像を呈する柘榴石で、他はそれと全く類似の性質を有するが結晶形を示さないものである。

前者を含有するスカルンは肉眼的に主として透輝石より成り、柘榴石(柱石の假像を呈す)、楣石及び石墨を伴ふものである。その透輝石は暗綠色八角柱狀の自形を呈し、柱徑 5 mm ~ 10 mm 柱長 10 mm ~ 20 mm を普通とし、底面に平行な劈開極めて顯著なもので、鏡下に觀察すれば極めて淡き黃綠色を呈し、多色性なく光學的正號の干涉圈を有し、その (010) に平行なる薄片により、消光角及び浸液法により屈折率を測定した結果は次の如くである。

$$\begin{array}{ll} \text{消 光 角} & C \wedge Z = 38^{\circ} \\ \text{折 屈 率} & \alpha = 1.667, \gamma = 1.699 \end{array}$$

1) 片麻岩中に含有せられる柘榴石は別個に考へる。

この結果を diopside-hedenbergite 系の光學性變化曲線¹⁾により檢すれば、約 3% の Hd 分子を交ふる殆んど純粹の透輝石である。

柎榴石に就ては次章に述べることにする。柎石は前二者よりその量少く、褐色不透明で樹脂光澤を有し、大小 10mm 以下である。石墨は鱗片狀集合體をなして不規則に介在して居る²⁾。

第二の場合、即ち柱石の假像を呈せざる塊狀の柎榴石を含有するスカルンは、透輝石、柎石の自形結晶を有し、更に珪灰石、石墨、方解石等を交へ、本地域附近各所に見られる。その場合石灰岩の露出なくスカルン礦物のみが塊狀或はレンズ狀に花崗片麻岩中に捕獲される場合が普通で、屢々その一部に石墨が密集し、石墨礦床として稼行されるものもあることは前に述べた。その大きさは幅 2~3m、長さ 10m 前後の小岩體が普通である。又石灰岩を残存する時はその周邊の花崗片麻岩に接する部分の石灰岩がスカルン礦物群に變成し、その厚さ約 1~2m の帶で石灰岩に移化して居る。極めて概括的に此等の礦物の賦存状態を言へば、最も石灰岩に接する部分より柎榴石、透輝石、珪灰石の順で花崗片麻岩に接するものが普通で、柎石は透輝石中に介在し、石墨は何れの礦物群中にも存在する。其中最も多量に存在するのは透輝石で、塊狀柎榴石、珪灰石これに次ぎ、柎石は殆んど常に存在するがその量少く、石墨は少量に交ふるのが普通であるが透輝石中に多量に密集する場合がある。

三巨洞部落の西方三興石墨礦床に隨伴して産する珪灰石の屈折率を、粉末浸液法により、(100) に平行な劈開片上に於て測定した結果、

$$\alpha' = 1.618, \quad \gamma' = 1.628$$

1) Winchell, A. N.: Further studies in the pyroxene group, Am. Min., 20, 562~568, 1935.

2) 以上の礦物の他木野崎學士は採集標本中 3 個の風信子礦結晶を發見して居れるが寄贈された標本中には見られなかつた。同學士は透輝石に就ては (100), (010), (001), (110), ($\bar{1}01$), (021), (111), (221), ($\bar{1}11$), ($\bar{2}21$) の 10 種の面、柎石に就ては (001), (100), (110), (102), (111), ($\bar{1}12$) の 6 種の面、風信子礦に就ては (110), (111), (311), (101) の 4 種の面を記載されて居る。

であつた。

4 柘榴石の物理性質

光學的及び X 線的の實驗に供した柘榴石は木野崎學士寄贈のもの及び松面弓弩洞の石墨礦床に伴つて比較的多量に産出し、前者の如く柱石の假像を呈するものではないが、その物理性質の極めて近似せるものを用ひた。本報文中に於ては前者を富崇洞産柘榴石、後者を弓弩洞産柘榴石と稱する。

肉眼的觀察 朝鮮礦物誌¹⁾或は前記木野崎學士の諸報文中に掲載されて居る實物寫眞によれば、富崇洞産柘榴石は極めて明瞭な柱石の假像を呈するものゝ如くである。前述の如く本産地を訪れた際には不幸にして斯くの如き結晶は見出し得なかつたので、本結晶面は果して柱石の假像面であるかに就て、筆者等の立場より本結晶を測角し、軸率等より柱石であることを證明することは出来なかつた。但し木野崎學士より寄贈せられた標本には斯くの如き結晶面は認められないが、二三の結晶面の一部は柘榴石の結晶面ならざることには明らかである。斯くの如く柘榴石が柱石より變化したる適當な標本を得ることが出来なかつたから、この化學的變化等に對する考察には今回は觸れなかつた。

本柘榴石は肉眼的に淡紅或は淡き桃色を呈する白色不透明のもので、筆者等の數多く觀察した柘榴石の色の中では稀有に屬する。本産地附近に於て石灰岩の變成作用に基因する柘榴石が諸所に見られ、何れも結晶形は示さないがその色は常に上記淡紅色を呈することは本種柘榴石の特徴である。

顯微鏡的觀察 柱石の假像を呈する富崇洞産柘榴石の薄片は鏡下に殆んど無色、十字＝コルで觀察すれば完全に等方體で、光學異常及び累帶構造を呈せず、その中に少量の方解石及び斜黝礫石を包裹し、柱石の殘存するものは全く觀察せられない。方解石は 0.2mm 以下の不規則形或は小脈狀をな

1) 朝鮮礦物誌, p 288, 昭 16.

し、斜黝簾石は 0.1mm 以下の不規則形をなすもので、鏡下に無色、斜消光、柘榴石より稍低き程度の高屈折率を有し、複屈折性 0.01 程度で斜黝簾石の標準光學性と一致するものである。

弓弩洞産柘榴石は前者と鏡下に略々同様の性質を有するが、十字=コルにて辛じて識別し得る程度の極めて淡き複屈折性を有する小部分がある。包裹物は方解石及び石英を主とし、斜黝簾石も極めて少量に介在して居る。

屈折率 前述の如く本柘榴石は透明度を缺くもの故プリズム法による屈折率の測定は困難で、粉末による測定を異る二つの方法で行つた。第一の測定は筆者等により屢々用ひられる標準硝子を使用し、分散法を利用する浸液法である。兩種の柘榴石に對する測定値は次の如くである。

富 崇 洞	$n=1.740_5$
弓 弩 洞	$n=1.740_5$

即ち兩種の柘榴石は全く類似の屈折率 1.741 を有するものである。

第二の方法は本柘榴石が比較的屈折率低きを利用して methylene iodide に sulphur を混合することにより、液の屈折率を柘榴石のそれと一致せしめ、その液を直ちに全反射計により測定したのである。其結果は

$$n=1.741 \quad (\text{弓弩洞産})$$

となり、先の方法による測定値と偶然にも一致を見た。

格子恒數 格子恒數の測定も從事當研究室に於て用ひつゝある粉末 X 線寫眞の廻折線間の距離より算出する方法により行ひ、その補正には柘榴石の粉末中に標準礦物として黄鐵礦の粉末を混じて同一フィルム中に兩者を同時に撮影し、フィルム毎に補正を行つた。兩種の柘榴石に就て異なる三つのカメラで一枚づゝの寫眞を撮影し、各フィルムに就て 6 條の反射線より算出した格子恒數の平均値は次の如くである。

富崇洞産	{	カメラ番號	格子恒數
		2	1.818A
		4	1.814
		3	1.820
		平均	1.817A

弓弩洞産	}	カメラ番號	格子恒數
		2	1.816A
		3	1.819
		2	1.818
		平均	1.817A

即ち格子恒數に於ても兩柘榴石は測定誤差の範圍内で一致せる値を示した。

比重 富崇洞産の柘榴石は其試料少量で、比重測定に満足な量の精選試料を得られない爲弓弩洞産のものに就てのみ實驗を行つた。その測定は容量 5 cc の比重壺を使用する比重壺法により、試料は徑 0.5 mm ~ 1 mm に破碎し双眼顯微鏡下で不純物を含有するものを除去した。その結果は次の如くである。

回数	G at 4°C	試料重量
1	3.604	3.8297g
2	3.604	3.8282
3	3.605	3.8272
4	3.605	3.8261
平均	3.605	

5 物理恒數より検討せる化學成分

上に述べた如く富崇洞産及び弓弩洞産柘榴石の屈折率、比重及び格子恒數は實驗誤差の範圍内で同じであると言ひ得る、故にこれ等の値は $n=1.741$, $G=3.605$ 及び $a_0=11.817A$ として採用する。

今これ等の恒數から Gr, And, Alm, Py 及び Sp の混比を知りたいのであるが、上記三物理恒數から五元の混比は直ちに算出することは出来ないから、これ等五元の中の一を除外し得る場合を考察して見よう。

本柘榴石は其色淡い桃色を帯びた白色である。この桃色は Fe に原因する色であることは推測されるが、Mn も存在しないとは斷言し得ない。然し混在するとしても微量であれば檢算中から除外しても差支ないのである。

この目的に對して Mn 丈けの檢出を濕法で行つた¹⁾、即ち約 0.3 g の試料

1) 本實驗は當教室の八木學士の勞を煩はした。

を弗化水素及び硫酸にて分解し、弗化水素を逸出せしめたる後その濾液に硫酸アムモニウム及び硝酸銀を加へ、Mn の着色溶液を檢定した。其の結果は極めて微量で推定量は $MnO=0.02\%$ を越えない、故にこれに相當する Sp 分子も極めて少量でこれを混比から除外しても物理恒數に對する影響はこれ又除外し得るものとして考へられる。これは後に數字を以て證明する。

序であるから茲に書き添へるが、本礦の淡き桃色は Fe に歸因するものであることは鐵の檢出¹⁾ から明かで、FeO として 3.06%, Fe_2O_3 として 3.39% の存在が確かめられた。この鐵の量が算出化學成分と調和するや否やは後に述べる所で明かである。

今 Sp を除外して Gr, And, Alm, Py の混比を

$$\begin{cases} 1.735x + 1.895y + 1.830z + 1.705w = 1.741 \times 100 & (n) \\ 11.840x + 12.045y + 11.495z + 11.440w = 11.817 \times 100 & (a_0) \\ 3.530x + 3.835y + 4.325z + 3.510w = 3.605 \times 100 & (G) \\ x + y + z + w = 100 \end{cases}$$

から算出して見ると第壹表第 I 縦列下に見る様で、And 及び Py では負號を生ずる。これは計算に與へた物理恒數では Gr, And, Alm 及び Py の

第 壹 表

Sp 除外	I	II	III	IV	V	VI
	實測値	$n+0.002$	實測値	$a_0-0.002$	實測値	$G-0.002$
	1.741 11.817 3.605	11.743 11.817 3.605	1.741 11.817 3.605	1.741 11.815 3.605	1.741 11.817 3.605	1.741 11.817 3.603
Gr	98.20	95.20	98.20	97.50	98.20	97.80
And	-3.58	-1.60	-3.58	-3.45	-3.58	-3.28
Alm	10.67	9.95	10.67	10.64	10.67	10.32
Py	-5.29	-3.65	-5.29	-4.69	-5.29	-4.84
Sp	—	—	—	—	—	—

I) Fe は Mn の場合と同様弗化水素及び硫酸による處理後、その濾液に硫化水素を通じ鐵を總て第一鐵に遷元せしめ、過マンガン酸加里溶液により滴定した。

間に混比が成立しないと言ふことである。換言すればこれ等四成分の間に混比が成立する爲には、物理恒數の間に變化を見なければならぬのである。

今この變化の影響を知る爲に n に 0.002 を増し、 a_0 及び G に 0.002 を減じたる三つの場合の混比を算出すると第壹表 II, IV 及び VI に見る様である。即ち n に於ては其値を増せば負號の値は減じ、 a_0 及び G に於ては其等の値を減ずれば負號の値を減ずるのである。但し n の値の變化が混比に影響が最も大で、 a_0 及び G の變化は混比の影響が僅少である。

これ等の關係と實驗値の精密度とを考慮に入れて、 n 、 a_0 及び G の値を種々に變化し、混比の負號を消失せしめる場合の n 、 a_0 及び G の値は、第貳表に見る様で、 $n=1.745$ 、 $a_0=11.813$ 及び $G=3.601$ である。即ち Gr, And, Alm 及び Py の混比中に負號を消失せしむる爲に最小限度の n の變化は $+0.004$ 、 a_0 は -0.004 、 G は -0.004 である。

周知の如く石榴石の屈折率測定に於て 0.004 の誤差は大に過ぐる、殊に本實驗に於ては浸液法ではあるが二つの異なる方法で測定して 1.741 なる

第 貳 表

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Sp		$n+0.001$	$n+0.001$	$n+0.003$	$n+0.003$	$n+0.004$	$n+0.004$
除	實測値	a_0	$a_0-0.001$	$a_0-0.003$	$a_0-0.004$	$a_0-0.003$	$a_0-0.004$
外		$G-0.002$	$G-0.002$	$G-0.003$	$G-0.004$	$G-0.003$	$G-0.004$
	1.741	1.742	1.742	1.744	1.744	1.745	1.745
	11.817	11.817	11.816	11.814	11.813	11.814	11.813
	3.605	3.603	3.603	3.602	3.601	3.602	3.601
Gr	98.20	96.35	96.00	92.20	91.68	90.75	90.20
And	-3.58	-2.29	-2.22	0.04	0.26	1.03	1.25
Alm	10.67	9.96	9.94	9.01	8.81	8.65	8.45
Py	-5.29	-4.02	-3.72	-1.25	-0.72	-0.43	0.10
Sp	—	—	—	—	—	—	—

値を得たのであるから、小數點以下三位で四單位の誤差は大に失する所である。

從來余等の研究せる二上山¹⁾、石川²⁾、雨瀧山³⁾等諸産地の柘榴石は實測せる物理恒數と其化學分子の混比との間にはかくも大なる齟齬を來せることなく又近く發表せんとする朝鮮^{アホーミ}、好尾産及び滿洲于西溝産柘榴石に就ても其關係は満足すべきものである。今日迄の所に於ては本柘榴石のみが斯くも差異を來せるもので、その原因に就ては將來の研究に譲ることとする。

前に Sp 分子の微量が存在しても物理恒數に注意を拂ふべき變化を來さぬことを述べたが、今計算上からこの關係を明かにする爲第參表を掲げる。

第 參 表

	I	II	III	IV
	實 測 値	實 測 値	n+0.004 a ₀ -0.004 G-0.004	n+0.004 a ₀ -0.004 G-0.004
	1.741 11.817 3.605	1.741 11.817 3.605	1.745 11.813 3.601	1.745 11.813 3.601
Gr	98.20	98.15	90.20	90.15
And	-3.58	-3.57	1.25	1.26
Alm	10.67	10.59	8.45	8.37
Py	-5.29	-5.27	0.10	0.12
Sp	除外	0.10	除外	0.10

今第參表 I に Sp を 0.10% 介入するものとすれば、同じ物理恒數で其混比は第參表 II となり、同じ様に第參表 III に Sp を 0.10% 介入せしめれば其混比は同表 IV となる。換言すれば Sp の 0.10% の如き少量の介入は、物理恒數にも混比にも特に取立つるべき變化を來さないものである。

猶 n, a₀ 及び G の各々を如何に變化すれば Gr, And, Alm 及び Py の混比に負號を消失するか第四表、第五表及び第六表を以て明かにする⁴⁾。即ち第四表は n の變化で、第五表は a₀ の變化で、第六表は G の變化である。

1) 岩礦, 23, 220~223, 昭 15.

2) 岩礦, 23, 215~218, 昭 15.

3) 岩礦, 26, 51~78, 102~121, 昭 16.

4) この場合に表を簡略にする爲に標準値を n+0.003, a₀-0.003 及び G-0.003 とした。若し實測値を標準値とすれば n, a₀ 及び G の變化は一層大となる。

第 四 表

Sp 除 外	I	II	III
	n+0.003 $a_0-0.003$ G-0.003	n+0.004 $a_0-0.003$ G-0.003	n+0.005 $a_0-0.003$ G-0.003
	1.744 11.814 3.602	1.745 11.814 3.602	1.746 11.814 3.602
Gr	92.20	90.75	89.29
And	0.04	1.03	2.03
Alm	9.01	8.65	8.29
Py	-1.25	-0.43	0.39
Sp	—	—	—

第 五 表

Sp 除 外	I	II	III	IV
	n+0.003 $a_0-0.003$ G-0.003	n+0.003 $a_0-0.005$ G-0.003	n+0.003 $a_0-0.007$ G-0.003	n+0.003 $a_0-0.008$ G-0.003
	1.744 11.814 3.602	1.744 11.812 3.602	1.744 11.810 3.602	1.744 11.809 3.602
Gr	92.20	91.50	90.80	90.45
And	0.04	0.18	0.31	0.38
Alm	9.01	8.97	8.94	8.92
Py	-1.25	-0.65	-0.05	0.25
Sp	—	—	—	—

第 六 表

Sp 除 外	I	II	III	IV
	n+0.003 $a_0-0.003$ G-0.003	n+0.003 $a_0-0.003$ G-0.005	n+0.003 $a_0-0.003$ G-0.007	n+0.003 $a_0-0.003$ G-0.009
	1.744 11.814 3.602	1.744 11.814 3.600	1.744 11.814 3.598	1.744 11.814 3.596
Gr	92.20	91.80	91.40	91.01
And	0.04	0.34	0.63	0.93
Alm	9.01	8.66	8.30	7.95
Py	-1.25	-0.80	-0.33	0.11
Sp	—	—	—	—

これ等の表に見る様に n は實測値に對し $+0.005$ の變化で混比に負號を消失せしむるが, a_0 は -0.008 , G は -0.009 で負號を失はしむるのである。これ等 n , a_0 及び G の變化は皆實驗誤差の範圍外の大さである。

斯くの如く實測物理恒數と化學成分との間の齟齬は余等の研究の幾多の柘榴石中で唯一つの例で猶將來の検討を要するものである。

猶前述せるが如く、概測によれば本礦中の鐵分は FeO として 3.06% である。今この Fe 全部が Alm を形成し、他の分子は全部 Gr であると假定すると Alm 約 7% 存在することになる。今混比に負號を見ざる第貳表の VII, 第參表の III 及び IV, 第四表の III, 第五表の IV 及び第六表の IV に於ける Alm の混比を見れば皆大略 8% で上記概測の 7% に近似のものである。

6 總 括

1. 朝鮮、平北、富崇洞產灰礬柘榴石は木野崎學士に従へば柱石の假像である。又同質のものが平北弓弩洞にも產するが、この場合には單に石灰岩に對する花崗岩漿の接觸變成作用で形成され、柱石の假像ではない。

2. 富崇洞產灰礬柘榴石の屈折率及び格子恒數は

$$n=1.741$$

$$a_0=11.817\text{A}$$

弓弩洞產灰礬柘榴石の n , a_0 及び G (比重) は

$$n=1.741$$

$$a_0=11.817\text{A}$$

$$G=3.605$$

3. 本柘榴石に含まる MnO は極めて微量である、從つて Sp 分子の存在は除外しても大差ない。

4. $n=1.741$, $a_0=11.817\text{A}$ 及び $G=3.605$ より該柘榴石の化學成分を算出すると, $\text{Gr}=98.20\%$, $\text{And}=-3.58$, $\text{Alm}=10.67$, $\text{Py}=-5.29$ となり And と Py の混比は負號を示し、これ等物理恒數を有する柘榴石はこれ等四分子の共存を不可能ならしむる。

5. 上記の n , a_0 及び G の値に最も近きものにて $Gr=90.20\%$, $And=1.25\%$, $Alm=8.45\%$ 及び $Py=0.10\%$ の混在を可能ならしむる値は

$$n=1.745$$

$$a_0=11.813 \text{ \AA}$$

$$G=3.601$$

で, n の値は實驗値と比較して實驗誤差の範圍外に大である。

斯くの如き場合は今迄數多く研究した柘榴石の場合に見られないことで, 其解決は今後の研究に俟つことにする。

6. 余等の研究せる範圍内に於ては本柘榴石の如く Gr 分子を 90% 以上含有するものは其例稀である。

本研究に要した費用の一部は日本學術振興會及び日本鑛業株式會社に負ふ所多い, 記して深謝の意を表する。

岩手縣江刺郡伊手村附近の地質礦床, 特に 黄金坪角礫管狀金タングステン礦床 (II)

黄金坪角礫管狀礦床

Geology and ore deposits in the vicinity of Idô, with a special reference to the gold-tungsten breccia-pipe of the Koganetubo mine (II). Koganetubo breccia-pipe

理學博士 渡邊萬次郎 (M. Watanabé)

理學士 黄 春 江 (S. Kô)

ABSTRACT. The gold-tungsten deposit of the Koganetubo mine consists of an irregular network of quartz and scheelite with some pyrrhotite, chalcopyrite and zincblende, which fill up the interstices of a large-scaled brecciated mass of uraltite gabbro. The network traverses, as a whole, the rock almost vertically in a form of an irregular pipe, and is considered to be genetically related to irregular dykes of granite porphyries, which are found to the west of the mine. The country rock suffers severe biotitization besides some amphibolitization and chloritization. This

suggests that the deposit is derived from hydrothermal solutions, rather high in temperature. Some gold-quartz veins of a normal type are found along some fault fissures cutting the network.

目 次

- | | |
|-----------|-------------|
| 1 緒言 附 沿革 | 5 角礫管狀礦床の概要 |
| 2 位置及交通 | 6 角礫管狀礦床の成因 |
| 3 地形及氣象 | 7 金礦脈との關係 |
| 4 地質及岩石 | 8 要 約 |

1 緒 言

黄金坪礦床は東北本線水澤驛の東方直距 18 軒、北上山地の西斜面に在り、岩手縣江刺郡伊手村字口澤に屬する。嘗ては主として金山として、黄金一號坑及び二號坑、旭坑、榮坑等の含金石英脈を採掘せられたが、著るしい發展を見なかつた。しかるに近年黄金坑の一部に、特殊の管狀角礫帶を膠結してゐる石英灰重石の網狀體が発見せられ、タングステン礦山として急に重要なるものとなつた。その礦床の性質に於て、極めて特異の點が多い。こゝに一應報告し、諸賢の御批正を俟つ所以である。

沿革 傳説に據れば、彼の平泉の藤原氏が、中尊寺を建設せる當時、この一帯は既に金産地として知られ、黄金坪(ノコツボ)村と稱せられ、その後も「南部江刺金」の名が廣く傳はつた由であるが、筆者は未だ舊記の據るべきものを知らず、また確かなる産金の遺跡を見出し難い。但し極めて原始的な形態の石臼が、この附近から見出され、古代の金礦粉碎用のものと認められる。

藩政時代の状況も全く不明であり、始めて金山として知られたのは、明治 19 年盛岡の人柳原義一氏が探 81 號及び 225 號礦區を設定してからで、小規模ながら明治の末まで稼行せられ、今の黄金一號坑及び二號坑、旭坑の一部、榮坑等は當時探礦の跡である。しかしそれらの跡から見て、大した成績が擧らなかつた。

然るに大正 6 年 5 月東京の人田中一右衛門、同岡田平太の二氏、黄金坑中に灰重石の存在を知り、同 7 年 1 月現礦主の一人村田茂雄氏之を買収して採掘を始め、同年早くも「猫流し法」によつて多少の精礦を産したが、世界大戰終了と共にその業績かず、昭和 3 年再び廢山の運命に會した。しかるに近年タングステンの需要著るしく増加したため、昭和 12 年再び本礦床の開発を目的とし、前記村田氏を中心として、日本タングステン會社の設立を見、その採掘を開始した。偶々昭和 13 年末、黄金一號坑の崩壞によつて現露天掘礦床が発見せられ、翌 14 年愈々選礦所を建設し、12 月より採業を開始し、露天掘と同時に 1 號坑及び 2 號坑の掘進によつて多量の礦石を出す一方、中切坑及び

大切坑により下部を探り、17年6月中切坑にても着礦し、目下一大增産設備の建設中である。

2 位置及び交通

黄金坪礦床群は前記伊手村の東部に位し¹⁾、伊手川の支流口澤川の南側に在り、そのうち現在稼行せられる主礦體、即ち黄金坑タングステン礦床は、口澤部落の入口を距る西方凡そ500米、アンドン森の北面中腹に露頭を有し、露頭並にその北側口澤川斜面數個所から掘進せられる。その他の礦床もこれに近く、旭坑は黄金坑の西方凡そ100米、榮坑は更に西方500米、大善坑は黄金坑の南西500米、即ちそれぞれ589.6米三角點高地の北東、北西、南東斜面に位する。

主要交通路は水澤驛より岩谷堂町を経るもので、水澤驛岩谷堂間は約8軒、北上川の沖積原上道路極めて平坦で、乗合自動車の運轉頻繁である。それより伊手の市街地までは、丘陵性の段丘地帯を緩慢に上下し、行程凡そ14軒、路面や平坦を缺くが、現に乗合自動車の便あり、それより更に礦床所在地アンドン森の北麓に位する口澤川岸までは、6軒に過ぎず、一部を除けば道路の勾配比較的少なく、これまた自動車を通じうる。現在ここに事務所と選礦場を設け、専用自動車を以てすれば、水澤驛から事務所前までの行程凡そ28軒、1時間前後で達せられる。主要礦床の露頭は事務所の上方200米餘の山腹にあり、急坂凡そ500米を登れば達し得べく、二號坑、中切坑等の坑口はその途中にあり、礦石は主として二號坑口に出し、選礦場まで主として鐵索で運搬される。

3 地形及び氣象

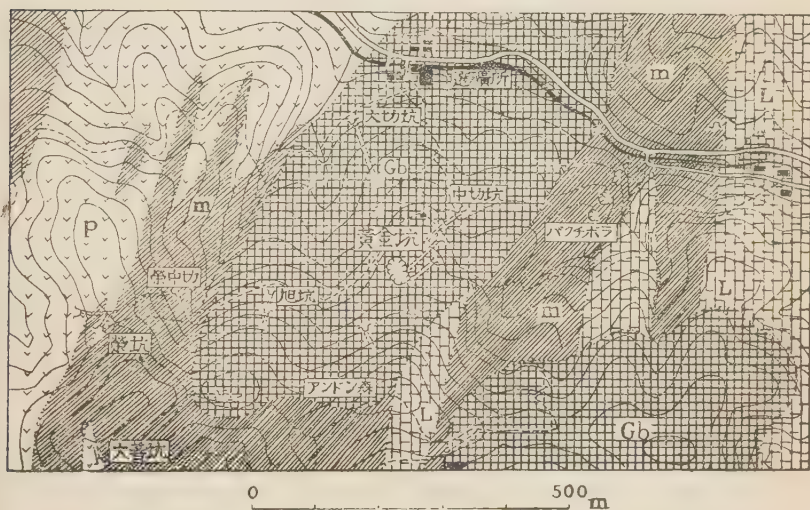
アンドン森は海拔凡そ580米、その西方約500米の589.6米高地と共に東西に延び、その南側から南方遠く天狗岩山に連なる平頂山稜がほぼT字形に連接する。北側即ち口澤川に面しては急斜面を示し、且つ數個の小溪に刻まれるが、頂上は概して平坦に近く、アンドン森のみ富士山形に突出す

1) 陸地測量部地形圖五萬分一—關號人首圖幅南部及び大原圖幅北緣部參照。

る。その頂上から口澤川まで高距大凡 300 米、黄金坑礦床露頭はその上部三分の二程度の山腹に在る。

附近は通例 12 月より 3 月までは降雪に見舞はれ、積雪稀に 1 米に垂んとするが、外部との交通を断たれる程度でなく、冬も稼行を繼續し得る。

第 五 圖



黄金坪礦床地質圖

Gb ウラル石斑礫岩及斑礫玢岩 p 石英斑岩-花崗斑岩 m 綠色變質岩 L 石灰岩

4 地質及び岩石

礦床附近を形成するのは主として次の諸岩である。

1. ウラル石斑礫岩及び斑礫玢岩
2. 石英斑岩及び花崗斑岩
3. 綠色變質岩及び石灰岩

ウラル石斑礫岩 は黄金坑礦床の母岩を成し、本地域の中央大部分を占める。その新鮮なるものは、選礦場裏、大切坑内、二號坑内等に求め得べく、大切坑中石英脈等と關係のない部分のものも、これを薄片として觀察すれば、

主として長徑 5~6 耗に達する輝石の變成物と認められる無色乃至淡綠色纖維狀角閃石の集合即ちウラル石と、ほぼ同大の斜長石との自形乃至半自形的集合から成り、且つそれらの間隙を、石英及び黒雲母の少量を以て充たし、他に若干の燐灰石、楣石、ジルコン等を含む。斜長石は常にアルバイト式聚片連晶を成し、且つ累帶構造を示し、(010) 面の消光角によれば曹灰長石 (labradorite) と認められ、ウラル石また粗き縞狀双晶の痕跡を留むる外、その中心部になほ往々透輝石質輝石の殘片を留め (第六圖參照)、柱に平

第 壹 表 斑瀾岩の化學成分

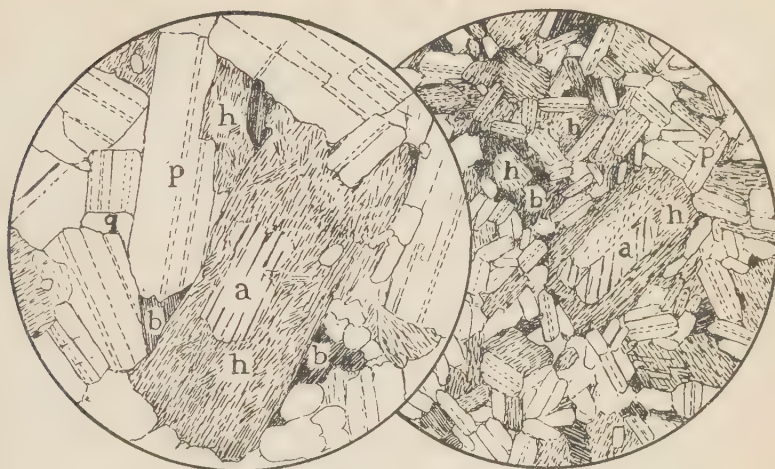
I 黄金坪產ウラル石 斑瀾岩(黃分析)		II Daly 氏の與へた 斑瀾岩平均値		ノルム 値
SiO ₂ 48.90 48.24	Q	0.90
Al ₂ O ₃ 18.49 17.88	or	3.89
Fe ₂ O ₃ 2.31 3.16	ab	13.10
FeO 4.88 5.95	an	41.42
MgO 8.62 7.51	di	9.55
CaO 10.75 10.99		
Na ₂ O 1.53 2.55	hy	23.78
K ₂ O 0.70 0.89	mt	3.25
H ₂ O+ 2.85 1.45		
H ₂ O- 1.07 —	il	0.76
TiO ₂ 0.38 0.97	III, 5, 4, 4	
MnO 0.15 0.13		
P ₂ O ₅ 0.04 0.28	Auvergnase	
Total	100.67	100.00		

参考のため本表中にはこの分析の結果から算出したノルム値と、ノルム式分類上の位置をも加へて置く。

行なる劈開の外、横断面では (100) に平行な劈開または裂理に富み、異剝石 (diallage) 質晶癖を示す場合がある。

その比較的新鮮で、礦床の影響なしと認められるものに就て、著者の一人黄春江が河野義禮博士指導の下に分析したる二回の類似せる結果によれば、その平均第壹表 I の如く、Daly 氏の掲げたる斑瀾岩化學成分の平均値 (第壹表 II) に比して大差がなく、たゞその比較的 Fe₂O₃+FeO に乏しく H₂O に富むのは、ウラル石化の結果であらう。

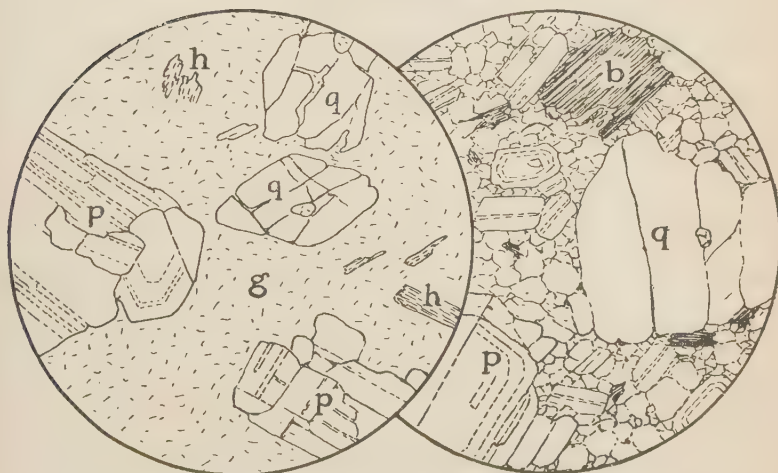
第 六 圖



ウラル石斑礫岩(左)及斑礫玢岩(右)

a 輝石 h 角閃石の繊維状集合 p 斜長石 q 石英 b 黒雲母

第 七 圖



石英斑岩(左)及花崗斑岩(右)

q 石英 p 斜長石 b 黒雲母 g 微晶質石基

本岩はその邊緣部に趣くに從ひ、往々暗綠色緻密となり、これを薄片とし觀察すれば、長徑僅かに 0.5~1 耗の斜長石の短柱狀細晶と、ウラル石及び黒雲母とが輝綠岩狀 (ophitic) に結合し、その間諸所に長徑 3~4 耗に達するウラル石の斑品を見ることが多い。事務所東方凡そ 200 米の路傍のもの等はその例で、斑靨玢岩または輝綠玢岩と認むべきであらう。

石英斑岩 及び **花崗斑岩** は礦床の西側に露出し、極めて種々の異相に富むが、互に遷移するものと認められる。例へば事務所の西方凡そ 50 米の路傍のものは、白色緻密で石英の大きな斑品に富み、鏡下にこの外斜長石と微量の黒雲母、角閃石の斑品を見るに過ぎず、石基は極めて細粒であつて、標式的の石英斑岩と認められるが、その西方 100 米附近のものは、肉眼的にも石英の外、斜長石、黒雲母等の斑品に富み、外觀むしろ玢岩に類し、更に西方 100 米附近に露はるゝものは、一見斑狀構造を呈せず、花崗岩狀の外觀を呈するが、顯微鏡下になほ斑狀の石英、斜長石、黒雲母を認め、たゞその石基が前兩例に比して著るしく粗粒となつただけで (第七圖參照)、花崗斑岩と認めろのが至當であらう。これと類似の關係は、本礦床の北に連なる磁石山一帯でも認められ、東部即ち 592 米高地附近では標式的の石英斑岩を成し、綠色變質岩を貫ぬくが、その西方磁石山金山附近では、一見花崗岩狀の花崗斑岩に遷移する。

榮坑附近のものまた白色緻密で多數の石英の斑品に富むが、その下方山腹の林道に現はれるものは、屢々流理に富んで流紋岩に類し、大善坑のものゝ一部は多量の絹雲母に富み、且つ著るしく片理を生じ、絹雲母片岩と認められる。これは前記の榮坑のものが、一部烈しく絹雲母化を受けてゐること、また一部分黑色電氣石の網狀脈に貫ぬかれてゐること等と共に、礦脈の影響によるものと信ぜられる。

これらの石英斑岩は勿論、前記路傍等のもの等に於ても、石英の斑品は概ね裂隙に富み、且つ著るしく動搖消光を呈し、壓碎作用の傾向極めて顯著であるのは、これらの一層西方に露出する伊手附近の花崗閃綠岩と著るしく

異なる點で、これらの石英斑岩乃至花崗斑岩の侵入が花崗閃綠岩より一層古く、後者の侵入以前に既に或る程度の動力變質を受けた結果と認められよう。即ちこれらの斑岩類は恐らく古生代末の侵入にかゝり、花崗閃綠岩は中生代末のものと認められる可能性が多い。

更にこれらの石英斑岩乃至花崗斑岩と前記のウラル石斑礫岩との關係を吟味するに、地表の露出不充分で、その接觸部を認め難く、且つその何れか一方が、他の一方を貫ぬく部分も未だ發見せられない。但し斑礫岩そのものは、その大部分ウラル石化作用を受けてゐるばかりでなく、ウラル石の一部は更に黒雲母化作用を受け、この種の黒雲母はウラル石の内部に纖維狀に發達し、ウラル石の外側に發達せる大形の黒雲母即ち恐らく初成的の黒雲母とは明かに區別せられる。しかしながら、この種のウラル石の黒雲母化は、後に説明せられる通り、石英脈の附近で特に多く、且つそれらの石英脈が、斑礫岩中極めて多き事實により、斑礫岩の黒雲母化が果して石英脈によるか、石英斑岩乃至花崗斑岩の接觸によるかは依然として明確でない。但しこの種の石英脈は花崗斑岩を遠ざかるに従つて少くなる一方、花崗斑岩中には極めて廣く見出され、斑礫岩とは可なり隔たる花崗斑岩々脈中を縱走する例も見出され、その成因を花崗斑岩に關係するものと認む方が蓋然性に富んでゐる。果して然らば斑礫岩は花崗斑岩以前のもので、前者のウラル石化並に黒雲母化は、後者の侵入に關係する所少くないものであらう。

石灰岩 は本礦床の南東方に數個のレンズ狀厚層を成し、ほぼ南北に延長する。その大部分は白色糖狀で層理を缺くが、斑礫岩に接する部分は通常特に粗粒であつて、種々の接觸礦物に富む。

これらの接觸礦物に就ては、その研究をその方の専門家に譲るが、そのうち特に興味のあるのはアンドン森の頂上東側にあるものと、その更に東方500米、圓頂峯の北山腹にあるもので、共に數種の接觸礦物を含有する。そのうち前者は肉眼的に褐黑色、顯微鏡下に濃黃色等方質にして屈折率頗

る高く、スピネルまたは褐色柘榴石と思はれるものと、鏡下に無色短柱状で、互に直角に近い縦の二組の劈開と、比較的低い重屈折を有し、珪灰石と認められるものの外、重屈折極めて高く、透橄欖石状のものを含み、方解石と poicilitic に結合する。また後者には白色柱状で柱状の劈開に富み、鹽酸で犯され、珪灰石と認められるものの外、肉眼的に特殊の淡黄綠色粒状の礦物を含み、同礦物は顯微鏡下に無色透明、屈折率高く、直交=コル下に暗灰、暗褐及び特殊の暗藍色の部分を含み、柘榴石の光學異常かと思はれるものも、なほ確實でない。

綠色變質岩類 は前記の石灰岩を伴ひ斑礫岩の周圍に廣く發達し、同岩並に花崗斑岩—石英斑岩に貫ぬかれ、これに夾まる石灰岩と共に、本礦床附近に於ける最古の岩石と認められる。その岩質は部分によつて著るしく異なり、例へば大善坑の東方路傍のものは、その破面上暗緑の地に無數の白色斑點を示し、風化面上多少の流理或は片理を認めるが、層理或は碎屑構造等を示さず、その薄片を顯微鏡下に觀察すれば、多數の斜長石の斑品と、それを繞つてレンズ状に配列する黒雲母の微片状集合及び長石及び石英(?)の微粒状集合とから成り、火山岩質構造を留める。但し斜長石の斑品は、概ね激しく分解して、その内部まで黒雲母を生じ、有色礦物は全部黒雲母の集合で代表せられる等、接觸變質の跡著るしい。本岩は恐らく安山岩乃至玄武岩質熔岩が、接觸變質を受けたものであらう。

礦山事務所東方凡そ 100 米の崖錐中に見られるものも、その破面は暗緑緻密で、たゞその一部に多少淡綠色の部分と、角閃石の粗粒の集合を見るに過ぎないが、風化面上明かに斜長石の斑品を認める部分と、これを認めざる部分とが、礫状を成して相集まり、その間隙を暗緑乃至淡綠色緻密の岩質を以て膠結せられる。これを薄片として觀察するに、斑状の部分は多少前例に類するが、然らざる部分は無數の斜長石の柢子状微品と、その間隙を充たす角閃石の集合から成つて、玄武岩乃至輝綠岩的構造を示し、また礫間の膠結物は角閃石の粒状集合から成る部分と、透輝石質集合から成る部分があ

り、双方ともに電気石の細脈で貫ぬかれる場合が多い。これらによつて判斷するに、本岩は少くとも二種以上の火山岩礫が水底に運ばれ、火山灰及び泥灰質物で膠結せられた上、接觸變質作用を受けたものと認められる。

然るにそれから更に東方 300 米内外の路傍に露出するものは、その新鮮なる破面上、暗緑色の部分中、黄緑色、淡緑色、蒼灰色、紫灰色等の部分が不規則レンズ状に夾まり、同一薄片と雖もその性質は部分によつて大差ある。特に著るしいことには、この種の岩石の風化面上、石連蟲の化石を明示する場合がある。新鮮なる破面上蒼灰乃至紫灰色の部分は、この種の化石に富む部分で、薄片上、それらの断面と信ぜられる圓形或は長方形の輪廓の部分は、礦物成分並に構造上、その周囲と明瞭に區別せられ、その或るものは主として無色乃至淡緑色で重屈折の高い細粒状の集合から成るが、多くは重屈折の低い數個の比較的大きな結晶の集合から成つてゐる。

このうち細粒状のものは、その劈開の状態及び重屈折の程度から、透輝石の集合と認められるが、他の一方は肉眼的に紫灰色で、三つの方向に程度の違つた劈開があり、鏡下に石英よりやや高い屈折率と石英よりやや低い程度の重屈折を示し、二軸負品の干涉圈を表はす場合あり、吹管によつて硼素の焰色反應を示しつゝ熔け、融けたる後は鹽酸に犯されて膠化する。これらの性質並に既に確かめられた礦物との類似により、本礦物は斧石 (axinite) に外ならずと認められる。この外概ね柱状で、一方面に劈開を示し、獨特の干涉色を示すことによつて、綠簾石 (epidote) と認められるものがあり、肉眼的に黄緑色を呈するのは、主としてこの種の礦物から成る部分である。

然るにそれらの石連蟲の化石を圍む暗緑乃至淡緑の部分は、主として角閃石及び斜長石(?)の極めて微粒の集合から成り、その間諸所に斜長石の柢子状微品、またはその破片を留めろ。これは恐らく石連蟲の繁殖當時、その破片と共に海底に堆積した凝灰質物の變成したものであらう。

以上を要するに緑色變質岩の少くとも大部分は、石連蟲の繁殖當時、即ち石炭紀乃至二疊紀に於て、水底に堆積した安山岩または玄武岩質熔岩乃至

凝灰岩、またはそれらの侵蝕で生じた岩礫が、時に石蓮蟲を混じ、時に石灰岩を挟んで厚層を成し、それがその後の造山作用で褶曲した上、斑礫岩及び花崗斑岩—石英斑岩に貫ぬかれ、種々の程度の接觸變質を受けたもので、そのうち特に石灰質に富む部分は、斧石、透輝石、綠簾石等の集合となり、然らざる部分は斜長石、角閃石、黑雲母、電氣石等の集合と化したものである。

5 角礫管狀礦床の特性

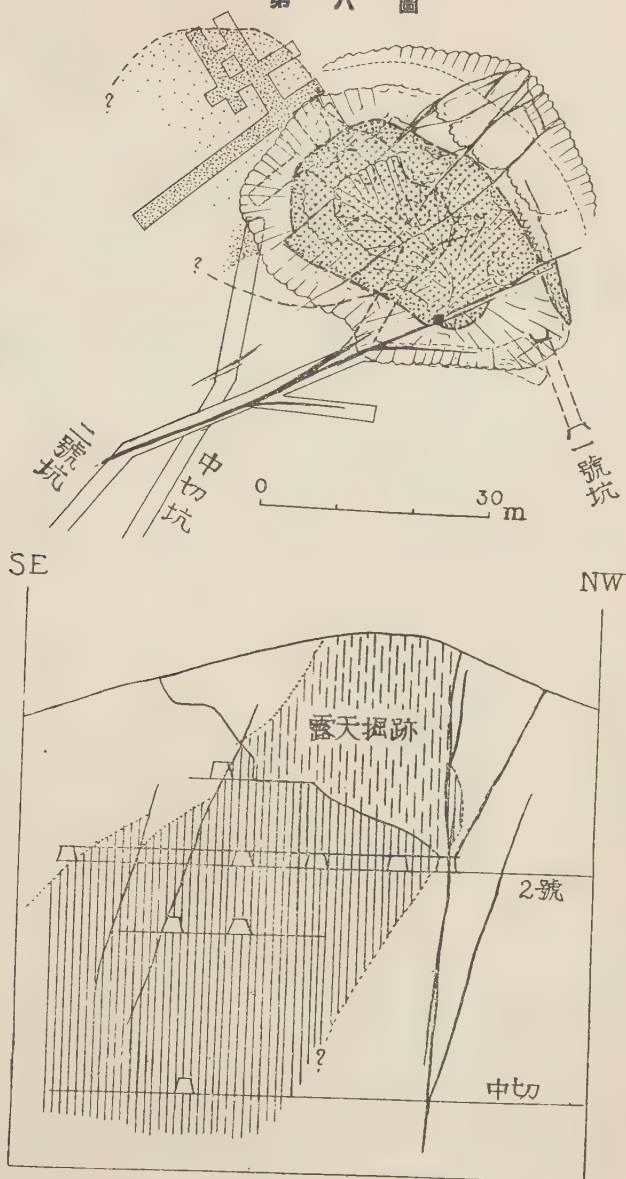
黄金坪礦床の或るものが含金石英脈を成し、嘗て主としてそれらが採掘されたことは、既に記した通りであるが、今日開發せられてゐるは、主として黄金坑の角礫管狀石英灰重石礦床で、その露頭から一大漏斗狀に採掘せられる外、露頭の直下それぞれ約 30 米及び 60 米の二號坑及び中切坑によつて採掘せられてゐる。

本礦床はほぼ直立の柱狀を成し、ウラル石斑礫岩の内部を上下に貫ぬき、その水平断面は、圓形乃至多少橢圓形を成して、東南から西に延びる。露頭附近に於てはその長徑 35 米、短徑 25 米であるがその直下約 30 米の 2 號坑では、長徑凡そ 50 米、短徑少くとも 30 米に増大し、多少西北に傾いてゐる(第八圖參照)。その更に直下 30 米の中切坑でもその連續は確かめられたが、その擴がりはまだ不明である。

礦床は主としてウラル石斑礫岩の破片から成る大小多數の角礫と、その間を不規則網狀に膠結してゐる石英脈から成り(第九圖參照)、角礫片は一邊數糎乃至數十糎、概ね鋭どき稜角を示し、大小形狀不定であるが、多少扁平な場合が多く、それらの間の石英脈は厚さ通常數糎乃至十數糎、稀に 30 糎を超える。角礫片と石英脈との割合は、角礫間に極めて僅かの石英脈を挟むものから、石英塊中の多少の角礫片を散在するに過ぎないものに至るまで、廣い範圍の變化に富むが、概して礦體の中央部では、石英の部分比較的多く、その邊緣ではこれを減じ、斑礫岩の節理に沿つてこれを貫ぬく細脈に移化する。

重石は常に灰重石(scheelite)として、稀に一邊 1 糎を超える正方重錐形

第 八 圖



黃金坑礦床の平面及斷面圖

を成し、乳白乃至淡黄褐色不透明で、石英とよく識別せられ、その粉末を鹽酸中に暖ためれば、容易に溶けて濃黄色の液を生じ、この液に錫片を加へれば、特有の青藍色を呈する。その大多數は角礫片の表面に直接着生し、石英はその間を充たすが、時には母岩の角礫片が分解し、灰重石はその内部にも礦染し、かゝる部分には往々極めて多量に集中する。時にはこの種の角礫片の分解物が細かく石英中に混じ、或は多量の方解石と縞狀を成し、兩者の界が不明となる(第拾下圖)。

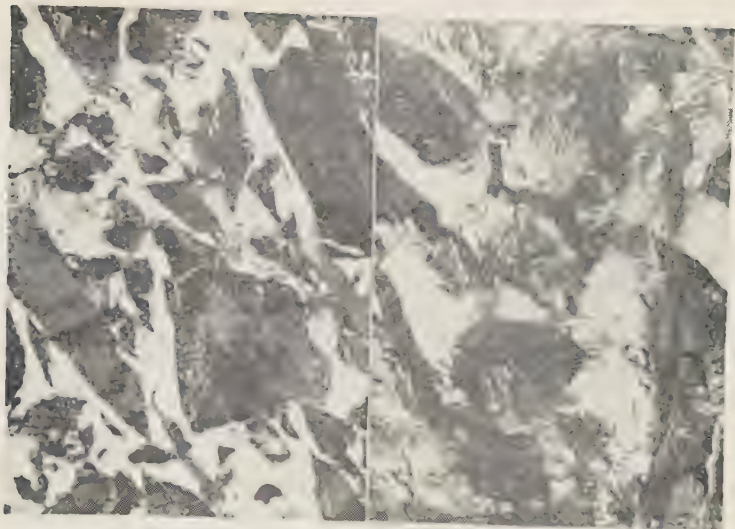
灰重石の含有率も廣範圍に變化し、或る標本ではその約 5 割も灰重石に占められるが、或る標本ではその表面にこれを全く見ることが出來ぬ。但し現在石英脈を含む破片は、礦石として全部選礦に供せられる。

灰重石の外、石英中には通常多少の磁硫鐵礦、黃銅礦、閃亜鉛礦等を含み特に閃亜鉛礦は往々多量に集中する。この外稀に輝水鉛礦、鐵滿俺重石(wolframite)が見出されるが、微量に過ぎず、また若干の金銀を含み、礦山側の分析によれば、その上礦には WO_3 12.02% と共に Au 12 g/t, Ag 5 g/t を含むものがあり、またその汰盤精礦中には WO_3 70% 内外と共に、100~300 g/t の金を含むものが稀でない。例へば次の通りであつて、金に較べて銀は一般に遙かに少ない。

$\text{WO}_3(\%)$	Au(g/t)	Ag(g/t)
68.08	235	55
66.32	265	117
72.30	172	53
70.40	135	35
72.40	90	25

石英に接する母岩の破片は、肉眼的に往々何等の變化を見ないが、また屢々著るしく褐色を帶び、或は綠色片狀を呈する。その褐色を帶ぶる部分を薄片として觀察すれば、ウラル石中無數の黑雲母を生じ、時にはこれを全く黑雲母の集合と變じ(第拾壹圖)、その細片は斜長石中にも散在し、これに接する石英脈中にも混ざる。この外石英脈に接して多量の電氣石を伴ふこともある(第拾壹圖)。また片狀を呈する部分は、陽起石質角閃石の細柱乃

第 九 圖



角閃岩晶體の外観(約 1/20)

第 九 圖



角閃管狀礦床の一部

至纖維狀集合から成る場合と、綠泥石の集合から成る場合とあり(第拾貳圖), 後の場合は往々方解石を作なひ、時に交互に縞狀を成し、また往々アルカリ長石と認められるもの小粒を混ずる。角礫片と石英脈との境界の判然しないのは、角礫片がかかる變化を示した部分で、綠泥石、角閃石、黑雲母等の細片は、石英中にも散在或は密集し、または交互に配列する。それらはまた屢々灰重石の裂罅に沿つても發達し、その發達が灰重石の晶出の後に屬することを示す。

6 角礫管狀礦床の成因

本礦床の成因を論ずるには、先づその母岩の角礫化について論じねばならぬ。岩石角礫化の原因としては、火山の爆發に基づく場合、斷層の成生に伴ふ場合、露岩の崩壊による場合等が、最も普通に考へられるが、火山の爆發による場合は、主として火山性岩石の破片から成り、假令基盤の岩石を爆碎しても、同時に火山岩片を混へぬことは稀であり、且つそれらの爆碎物は、雜然として堆積する。然るに黃金坪礦床に於ては、角礫片は全部その周囲の斑礫岩の破片であり、且つその配列は必ずしも無秩序でなく、割目によつて界せられた同一岩塊の隣接部が、石英脈でそのまゝ隔てられた状態の部分も少なくない。この配列状態は、斷層による角礫化や、崩岩の堆積による角礫構造説をも否定する。それらの角礫が斑礫岩の内部を略ぼ圓鑊狀に貫ぬくことも、これらの兩説によつては充分の説明が困難である。

更にそれらの角礫帶の邊緣部を見るに、これに接する斑礫岩は多數の節理に貫ぬかれ、例へば露天掘西南側に於ては、次の種々なる方向の節理が交錯し、斑礫岩は大小多數の塊片に分れ、その節理の或るものは、石英脈で貫ぬかれてゐる。

水平に近いもの	走向 N75°W	傾斜 20°S
垂直に近いもの	走向 N15°E	傾斜 80°E
	走向 EW	傾斜 70°N
斜に貫ぬくもの	走向 N40°E	傾斜 60°E
	走向 N70°W	傾斜 50°E

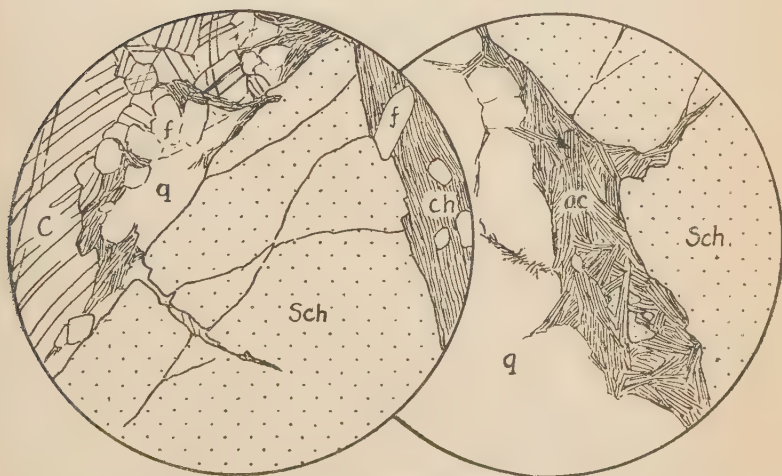
第 拾 壹 圖



礦 床 母 岩 の 變 化

p 斜長石 h 角閃石 b 黑雲母 tn 榧石 to 電氣石 q 石炭

第 拾 貳 圖



重 石 礦 の 顯 微 鏡 的 構 造

Sch 灰重石 q 石英 f 長石 c 方解石 ac 陽起礦角閃石 ch 綠泥石

礦床内部の角礫帯に近づくに従ひ、節理を貫ぬく石英脈は急にその幅と數とを増加し、その結果として斑礫岩の大小の塊片は互に遊離し、なほその元來の方位的關係を保つてゐるが、礦床の中心部に至れば、各塊片は更に移動し、相互の方位的關係を失なひ、局部的にはその邊緣部の變質分解によつて、石英脈との界をも失なふに至るのである。

これを要するに本角礫帯の成生は、母岩の無數の節理に沿つて石英脈の發達した結果で、問題はこの石英脈がいかにして發達したか、換言すればそれらの石英がいかなる母液より沈澱し、またその沈澱に要する角礫間隙がいかにして生じたかに歸する。それらの石英が結晶質の集合として、細かき間隙をも充填する事實により、固體として混じたものでなく、それらを充填した氣體或は液體から生じたことは疑の餘地ない。またこの石英が常に多少の磁硫鐵礦、閃亜鉛礦、黃銅礦等を伴なひ、長石、雲母等を伴はず、これに接する母岩が屢々方解石、綠泥石、微片狀黑雲母、纖維狀角閃石等の集合に變ずる事實は、母液を氣體或は頗る高溫の融體、即ち正規或はペグマタイト質岩漿なりしと考ふるよりも、熱水溶液であつたと考ふることを妥當ならしめる。たゞその礦物成分中、磁硫鐵礦に富んで黃鐵礦を作はず、母岩の變化が黑雲母化を最も主とし、時には電氣石を伴ふ點に於て、熱水溶液としては比較的高溫なりしものと信ぜられ、かゝる溶液が強大なる蒸氣壓を有することも推定に難くない。本礦床の石英の一部が、直徑 1 糎以上の大きな柱狀の集合から成り、ペグマタイトに類する部分あるのも、その母液がこれに近かつたことを暗示する。従つて、かゝる高溫高壓を有する熱水液が、節理に富んだ斑礫岩の内部を上昇するに際し、岩石の間隙を押し擴げてその間に侵入し、その表面に先づ灰重石を晶出し、續いて多量の石英及び少量の硫化物を沈澱せしめ、母岩の間隙を充填すると共に、母岩の一部に作用して、黑雲母化、綠泥石化、方解石化等を伴ふことは、極めて可能なことであつて、本礦床の成因またこゝに存するものと信ぜられる。

抑も金屬礦床が、圓礫狀に地中を貫ぬく例は多く、例へば岩手縣土畑礦

床¹⁾、静岡縣須崎礦床²⁾等これに屬し、錫、水鉛、タングステン等の礦床にも、その例決して少くない。例へば我が馬來半島 Kinta 礦床の一部は、石灰岩中を不規則圓壩狀に貫ぬき³⁾、濠洲 New S. Wales 州 Tingka 附近の錫礦床も、角閃花崗岩中を柱狀に貫ぬく⁴⁾。最近 Kuhn 氏⁵⁾ の記したアリゾナ州 Copper Creek の Childs-Adwinkel 銅水鉛礦床またこれに屬し、Andrews, Carne 等の諸氏⁶⁾ に依つて論議せられた N. S. Wales の Torrington タングステン礦床中にも、この形式に屬するものが少くない。これらは何れも熱水溶液上昇の路を代表するものと認められるが、たゞその沈澱に要する場所をいかにして生じたかは、個々の場合の問題である。

即ちこれらの礦床中には内部が殆んど交代せられて、母岩の破片を残さぬ場合も稀でないが、少くとも局部的に、母岩の角礫片を留めて、角礫構造を呈する例が多く、その成因に關しては、Ransome 氏⁷⁾ はコロラド州 Breckenridge のモンズナイト斑岩中の Jessie “pipe” に就て、單に母岩の被つてゐた stress が、裂罅の成生によつて解除せられた結果と述べ、Emmons 氏⁸⁾ は上昇溶液の爆發力によるものと認め、Locke⁹⁾ は細隙に沿つて侵入する溶液が母岩を溶かし、残つた部分が崩壊墜落した結果と述べ、Butler 氏¹⁰⁾ は裂罅の兩側に沿つて母岩の交代せられることを主因と論じた。然しながら、母岩の一部を圓壩狀に貫ぬく特別の區域に限り、その外部

1) 村山賢一七萬五千分一横手島輻地質説明書 (昭 12) 103~112.

2) T. Kato, Jap. J. Geol. Geogr. Vol. 3, (1924) 59~69; 渡邊萬次郎, 本誌第 10 卷 (昭 8) 201~210.

3) J. B. Scrivenor, Quart. J. Geol. Vol. 65, (1909) pp. 382~389.

4) E. C. Andrews, Record. Geol. Surv. N. S. Wales, 53, (1907), p. 240; E. J. Kenny, Geol. Surv. N. S. Wales, Bull. 1, (1922), p. 15.

5) T. H. Kuhn, Econ. Geol. Vol. 36, (1941) pp. 512~538.

6) E. C. Andrews, Geol. Surv. N. S. Wales, Record, 8, 1907, pt. 4~5; J. E. Carne, Geol. Surv. N. S. Wales, Min. Res. 15 (1911), pp. 33~7.

7) F. L. Ransome, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 75 (1911), 144~147.

8) W. H. Emmons, Min. Tech. May, 1938.

9) Aug. Locke, Econ. Geol. Vol. 21 (1926), pp. 431~453.

10) B. S. Butler, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 80 (1913), pp. 172~178.

から周囲と違つた stress を受ける原因に就ては、充分の説明が困難であり、地表に通じぬ内部に於て爆發作用 (explosion) を假定するのも妥當でない。寧ろ高温高壓下に在る溶液が、外壓の最も少ない方向即ち主として地表に向つて上昇する際、母岩の裂隙を押し擴げて侵入し、以てその角礫化を招いたと説明する方が容易であり、これと同時に母岩に對する交代作用がいかなる程度に行はれるかは、場合々々によつて異なり、黄金坪礦床の場合に於ては、その影響が概して少なかつたものと認められる。

勿論母液のこの種の侵入に際しては、その周囲の岩石も大なる stress を受ける筈であつて、本礦床の母岩中にも多數の斷層性裂隙を見、その或るものは前記の礦床をも貫ぬき、その後の石英脈に貫ぬかれ、二號坑金鍾の如きはその著るしい例である。

最後にこの種の母液の性質、並にその源を考へむに、沈澱物が主として石英で代表せられ、母岩の變質が最も廣く黒雲母化で代表せらるゝ點から見て、アルカリ性の溶液と見るを至當とし、その源泉はこれを斑瀾岩自身に求むるよりも、その後の侵入にかゝる石英斑岩、或は地下の未見の岩石に求むるを妥當としよう。特に大善坑の礦脈が、石英斑岩脈中を縦斷し、その侵入に伴なふを暗示し、これまたこれに灰重石を作なふ事實は、本岩と本礦床との關係を一層密なりと信ぜしめる。

因に本礦床中の石英は、概ね烈しく動搖消光を示し、これに伴なふ方解石は烈しく彎曲してゐるのが常であり、その成生後大きな動力作用を受けたことが明かであつて、その遙か西方の花崗閃綠岩より古い時代の成生にかゝると認められる。

7 金礦脈との關係

最後に前記の角礫管狀礦床と、金礦脈との關係を見るに、その最も明瞭なのは、二號坑金鍾との關係であり、同礦脈は黄金坑露天掘西南壁で、明かに角礫礦床を貫ぬき、大體に於てその西北限を劃してゐる (第八圖参照)。且つこの礦脈に平行して、角礫礦床の内部にも、多數の斷層性裂隙を見、その

或るものは幅約 50 厘の斷層角礫を伴なつてゐる。この外礦床の西側には $N 10^{\circ}W$ にこれを貫ぬき、礦床の限界を劃する晶洞性石英脈あり、一號坑金鍾の延長と思はれるがこれまた二號金鍾に切られる。

思ふに前記角礫礦床の成生後、母岩の受けたる大なる stress の解除に係し、礦體の一部陷沒し、その結果として $N 40^{\circ} \sim 70^{\circ}E$, $N 10^{\circ}W$ 等にこれを貫ぬく多數の大小斷層を生じ、その或るものは更にその後の熱水溶液の通路となり、ここに含金石英脈を生じたもので、この種の石英脈中には、前記の金礦脈以外にも、角礫礦床に關係ありと信ぜられる礦脈群を明かに切るものが見られる。

8 要 約

黄金坪礦床は岩手縣江刺郡伊手村の東部に屬する北上山地の西縁部に在り、東北本線水澤驛より自動車約 1 時間の行程にあり。

地質は主として石灰岩及び基性火山岩乃至その凝灰岩の接觸變質物と認められる綠色變成岩と、これを貫ぬく斑礫岩及び石英斑岩乃至花崗斑岩から成る。

斑礫岩の輝石は大部分ウラル石化し、且つ一部分黑雲母化し、石英斑岩の影響を受けたものと認められる。

礦床の一部は普通の含金石英脈で、斑礫岩、石英斑岩等を貫ぬくが、一部は斑礫岩の内部がほぼ直立の圓壩狀に角礫化し、その間隙を網狀に貫ぬいた石英灰重石脈から成り、タングステン礦として開發せられる。

灰重石は最初の晶出物であり、石英には微量の磁硫鐵礦、閃亜鉛礦、黃銅礦を伴なつて金を含む。

母岩の一部は黑雲母化、纖維狀角閃石化、綠泥石化作用を受け、かゝる部分は概ね多量の灰重石をそのうちに生じた。

母岩は多數の節理に富み、礦床は地下から上昇した高温高壓の熱水溶液が、その通路に當る母岩の節理に侵入し、これを押し擴げてその間隙に石英灰重石等を生じた結果と認められる。

本礦床の成生後、熱水溶液の張力による stress の減少に伴ひ、礦床の一部は陥没し、その結果としてその邊緣を貫ぬく斷層を生じ、これまたその後の熱水溶液の通路となり、含金石英脈を生じたものと認められる。

本研究に要した費用の一部分は、日本學術振興會第二(金屬礦床)小委員會より、一部は文部省科學研究費より、筆者の一人(M.W.)に支給せられたものである。ここに明記して謝意を表する。

また現地の調査に際し、日本タングステン株式會社、特にその専務取締役村田茂雄氏、同黃金坪礦業所長保田準四郎氏、所員渡民氏等の好意を辱うする所多い、擧筆に際して厚く感謝の意を表する。

評 論 雜 錄

結晶體中に於ける H の状態に就て(II)

Behaviour of hydrogen in crystals (II)

理學博士 高 根 勝 利 (K. Takane)

III 水 酸 基 (HO)⁻

水酸基は瓦斯狀では安定度の低い殆んど存在しない分子であるが、結晶中には屢々存在し既に (H₃O)⁺ 及び H₂O の例中にも共存してゐることが明にされた。今日迄の知識によるとこの基は球狀對稱を示し、そのイオン半径は 1.33Å, O²⁻ イオンの半径 1.32Å と殆んど似た値である。(HO)⁻ に於て O—H 距離は分光學的に 0.964Å と求められてゐる。故に永素核 H⁺ は O²⁻ の作用半径 1.32Å の約 73% の中心距離に位置してゐる。これらの關係を第壹圖 III に示した。

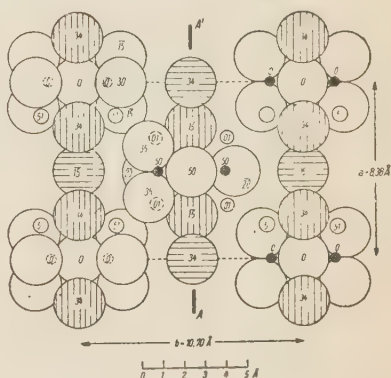
異極礦 (OH)₂Zn₄Si₂O₇·H₂O 本礦は斜方異極像晶族に屬することがその著しい特徴である。斜方單位格子 a₀=8.38Å, b₀=10.70Å, c₀=5.11Å 中に四分子を含み、空間群は C_{2v}²⁰—Imm である。本礦の結晶構造は伊藤

博士と West によつて詳細に解析¹⁾された。その座標値は第拾參表中に示してある。第七圖にその結晶構造を示した。

この構造中では SiO_4 四面體が二個その隅點を共有して Si_2O_7 なる群を形成し、 Si_2O_7 の共通の底面が(001)に平行し、頂きを c-軸の一定の方向に向けてゐる爲め著しい異極性を呈してゐる。Zn 原子は三つの O 原子及び一つの HO 原子によつて四面體的に圍まれてゐる。HO 群は(010)に平行な反映面上にあり、二つの四面體によつて共有されてゐる。HO は二つの Zn によつて配位されてゐる。HO の位置と H_2O の位置とは明瞭に圖示されてゐる。丁度異極礦の含水量の半分は HO 群をつくり他の半分は H_2O 群をつくつてゐる。

Zambonini²⁾ は本礦の加熱實驗をして、その含水量 7.66% 中約半分は 500°C 以下で徐々に逸散する

第 七 圖



異極礦の結晶構造

直接見えない Si, Zn は點線にて示す。

數字は c 方向の高さを % で示す。

大圓の 白 : O 縦線 : HO 横線 : H_2O
小圓黒 Si 小圓白 Zn

第 拾 參 表

	n	x/a	y/b	z/c
Si	4	0	0.160	0
Zn	8	0.300	0.342	0.010
O _I	2	0	0	0
O _{II}	8	0.161	0.187	0.850
O _{III}	4	0	0.187	0.305
HO	4	0.250	0.500	0.850
H_2O	2	0	0.500	0.350

1) T. Ito and J. West: Z. Krist., **83**, 1~8, 1932.

2) F. Zambonini: Z. Krist., **49**, 82~83, 1911.

が殘餘の部分は赤熱に於て急激に逸出することを明にした。500°C 迄の脱水實驗の結果を第拾四表に掲げた。

この事實は伊藤博士と West の結晶構造と甚だよく調和する。この場合 500°C 以下で逸散したものは H_2O で、赤熱に於て逸出したものは HO と解釋するのは至當である。

b. Bertrandite $H_2Be_4Si_2O_9$ 本礦も異極礦と同じく斜方異極像晶族に屬し化學成分も亦類似してゐる。この構造も伊藤博士と West¹⁾ によつて研究された、その目的は異極礦との關係を明にするにあつたと記されてゐ

第 拾 四 表

C		C	
110°	0.05%	400°	3.54%
200	0.28	427 }	3.78 (?)
255	0.67	430 }	
300	1.17	440	3.76
340	1.18	444	3.76
380 }		450 }	3.85
382 }	3.32	455 }	
—	—	460	3.93
—	—	480	3.91

る。その斜方單位格子は $a_0=15.19A$, $b_0=8.67A$, $c_0=4.53A$ で、四分子を含み、空間群は $C_{2v}^{12}-Cmc$ である。O と HO とが大體六方最密充填の方式で配列してゐて、その間隙に Si が SiO_4 群の中心にある如く、Be が BeO_4 群と $BeO_2(HO)_2$ 群の二種の四體群をつくつてゐる。 SiO_4 群には二種ある一種は獨立した群で、他は SiO_3 の成分の鎖をつくつて c 軸に平行して延長し、それらの各 SiO_4 の底面は (001) に平行し、頂點を一定の方向に向けてゐる。そして一つの頂點は次の SiO_4 の底面の一點で連結してゐる。Be の四面體は共に BeO_3 及び $BeO_2(HO)$ なる成分の鎖を形成し、 SiO_3 鎖と全く同様である。第八圖にはこれを示した。

1) T. Ito and J. West.: Z. Krist., 83, 384~393, 1932.

この構造中では HO が獨立して存在し、HO は二つの Be によつて配位されてゐる。

次には chondrodite 列の例を挙げ度いと思ふ。

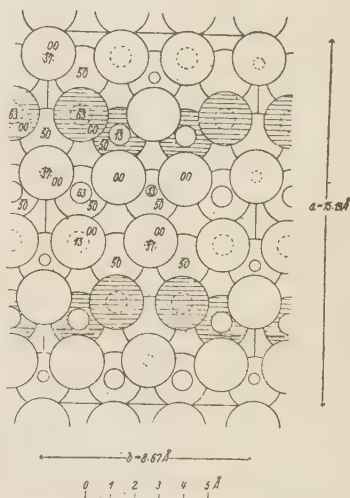
c. Chondrodite 列は $Mg(F \cdot OH)_n(Mg_2SiO_4)$ なる一般式にて表し得る化學成分を有し、橄欖石 Mg_2SiO_4 に brucite $Mg(F \cdot OH)_2$ が加つて norbergite を形成し、それに Mg_2SiO_4 分子が一分子づつ増加して形成されてゐる。この礦物列の形態學的關係は甚だ面白いが、その結晶構造上の關係がそれに應じて變化するさまは Taylor 及び West¹⁾ によつて初めて指摘された。第拾五表にはこの關係を示してゐる。Chondrodite と clinohumite は單斜晶で、他は斜方晶である。第拾五表では橄欖石との構造上の關係を明かにするために二回軸を a-軸に選んで示した。この表を見ると a_0 と b_0 は殆んど橄欖石に等しいことがわかる。

c' は d_{001} であるが、之を見ると數學的の規則性が見られる。

これらの構造は橄欖石構造と brucite $Mg(HO)_2$ の構造との葉片狀構造が互層してゐることが明にされてゐる。 $Mg(F \cdot HO)_n(Mg_2SiO_4)$ に對して次の規則性が見出されてゐる。

若し n が奇數ならば空間群 V_h^{16} なる斜方結晶である。

第 八 圖



Bertrandite の結晶構造の (001) 面への投影圖

大圓 白 : O 横線入 : HO
中圓 : Be 小圓 : Si
點線は直接見られないもの

1) W. H. Taylor and J. West : Proc. Roy. Soc. (London) A. **117**, 517, 1928. 岩礦, **4**, 233~238, 昭和 5 年。

若し n が偶數ならば空間群 C_h^5 なる單斜結晶である。

若し n が奇數ならば d_{001} は $4n+2$ に比例す。

若し n が偶數ならば d_{001} は $2n+1$ に比例す。

第 拾 五 表

	空間群	$a_0(\text{\AA})$	$b_0(\text{\AA})$	$c_0(\text{\AA})$	α	c'	z
Norbergite	$V_h^{16}-Pbnm$	4.70	10.2	8.72	—	6×1.453	4
Mg(F.OH) ₂ Mg ₂ SiO ₄							
Chondrodite	$C_{2h}^5-P2_1/b$	4.733	10.27	7.87	$109^\circ 2'$	5×1.488	2
Mg(F.OH) ₂ 2Mg ₂ SiO ₄							
Humite	$V_h^{16}-Pbnm$	4.733	10.23	20.86	—	14×1.490	4
Mg(F.OH) ₂ ·3Mg ₂ SiO ₄							
Clinohumite	$C_{2h}^5-P2_1/b$	4.745	10.27	13.68	$100^\circ 50'$	9×1.492	2
Mg(F.OH) ₂ 4Mg ₂ ·SiO ₄							
Olivine Mg ₂ SiO ₄	$V_h^{16}-Pbnm$	4.755	10.21	5.98	—	4×1.495	4

第十五表の c' 列を見るとこれらの法則が X 線分析によつて導き出されたことを示してゐる。これら一列の礦物中には HO の形で含まれてゐる。

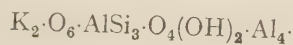
d. 角閃石族 角閃石の結晶構造については Warren が主に研究¹⁾した。それによると tremolite $(OH)_2Ca_2Mg_5Si_8O_{22}$ は斜方單位格子 $a_0=9.78\text{\AA}$, $b_0=17.8\text{\AA}$, $c_0=5.26\text{\AA}$, $\beta'=73^\circ 58'$ 中に 2 分子を含み、空間群は C_{2h}^3C2/m である。この構造の特徴は周知の通り SiO_4 群が結合して Si_4O_{11} なる成分の鎖を形成しそれが C-軸に平行に延びてゐることである。それらの鎖の間に原子價を満足する様に Ca, Mg, HO が配置されてゐる第九圖はそれらの關係を示してゐる。この圖を見ると所謂水分は HO の形で主に Mg に關係して配位してゐることがよくわかる。

一般の單斜角閃石は (Si,Al), (Mg,Fe), (Ca,Na,K), (OH,F) なる置換が行はれてゐることがよく知られてゐる。従つて加熱によつて Fe が自家酸化の現象を起し、加熱によつて重量を極く少量増加しながら脱水することが考へられる。また角閃石の加熱によつて放出される瓦斯中に H が存在

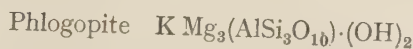
1) B. E. Warren: Z. Krist., 72, 42, 1929.

するのではないかとの問題が起る。角閃石族の脱水實驗及び H 瓦斯の存否に關する實驗は甚だ面白いことと思はれる。H 瓦斯の存否に關しては Pt の薄板を通過させる様にして加熱の前後に分光分析を行へば確むることが出来ると思はれる。

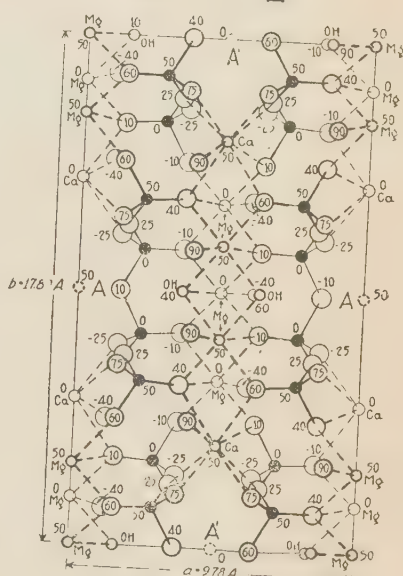
e. **Muscovite** $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ この構造は Jackson と West¹⁾によつて研究された。 $a_0=5.18\text{\AA}$, $b_0=9.02\text{\AA}$, $c_0=20.04\text{\AA}$, $\beta=95^\circ 30'$ の單斜單位格子中に四分子を含み、その空間群は C_{2h}^6-C2/c である。本礦の結晶構造は第拾圖に見る様に SiO_4 が六つ集りその隅を共有して六回性環を形成しそれが更に隅を共有して二次元的の網目に發展した層と層との間に $\text{Al}(\text{OH})_3$ なる層が挟り、これが一つの單位となつてこの單位層間を K 原子が結合してゐる。之等の層は (001) に平行である。こゝでも (OH) として存在する、白雲母に方ける層の順序は次の様である。



Al_2 を Mg_3 或は $(\text{Mg} \cdot \text{Fe})_3$ で置換すると白雲母の成分から次のものが導かれる。



第 九 圖



Tremolite の結晶構造の (001) への投影圖

1) W. W. Jackson and J. West : Z. Krist., **76**, 211, 1930 ; **85**, 160, 1933.

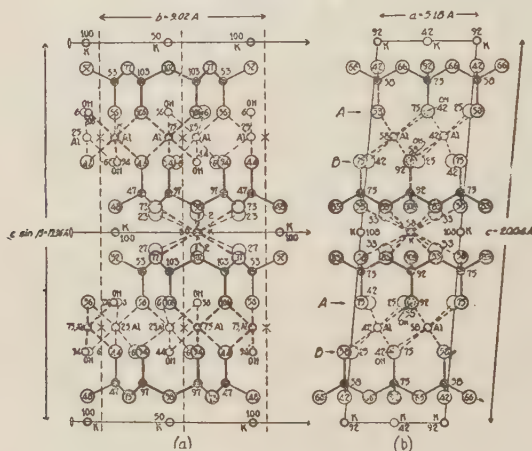
K を Na 或は Ca で置換すると



これらの雲母に於ても皆 $(\text{OH})_2$ 形で結晶構造中に含まれてゐる。

神津教授と益田助教授の茨城縣日立産の sericite の脱水實驗の結果は $800^\circ\text{C} \sim 900^\circ\text{C}$ に約 4.6% の水分を失つて、その殆んど大部分を失つた。

第 拾 圖



白雲母の結晶構造

a. a-軸に垂直な面への投影圖

b. (010) 面への投影圖

f. Talc $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, Pyrophyllite $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ 之等の結晶構造は Grunner²⁾によつて詳しく研究された。雲母族とその化學成分を比較すると甚だ類似してゐることがわかる。兩礦物の格子恒数は次の如く、四分子を含み、空間群は $C_{2h}^6 \rightarrow C2/c$ で、結晶構造も雲母のそれと甚だ類

	a_0	b_0	c_0	β
Talc	5.26 Å	9.10 Å	18.81	100°
Pyrophyllite	5.14	8.90	18.55	$99^\circ 55'$

1) Kôzu and Masuda : 前出。

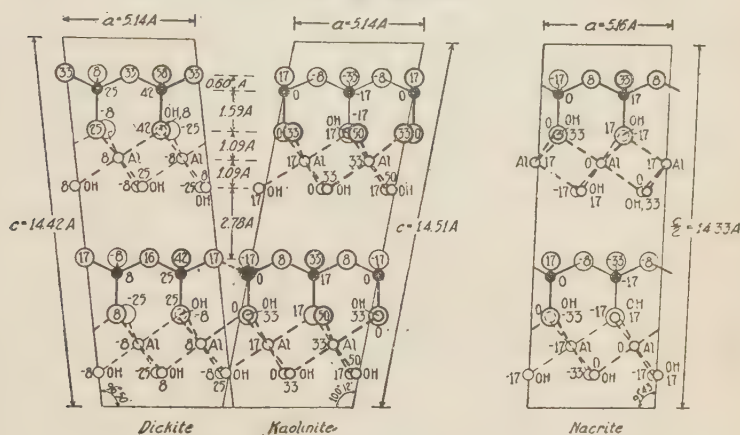
2) J. W. Grunner : Z. Krist., **88**, 412, 1934.

似してゐる。これらに於ても水分は (HO) の形で含まれてゐる。

神津教授と益田助教¹⁾の長崎縣大串産滑石について行つた脱水實驗の結果は 900°C~1100°C の間に於てその大部分 4.91% を失つてゐる。

g. 粘土礦物 Kaolinite, Dickite 及び Nacrite ($A_2Si_2O_5(OH)_4$) 粘土礦物には kaolinite 群, montmorillonite-beidellite 群, K を含んだ粘土, その他頁岩中によく現れる群等あるが, こゝでは kaolinite 群を代表とし

第 拾 壹 圖



粘土礦物 Kaolinite, Dickite, Nacrite の結晶構造とそれらの關係を示す。

て述べる。この群は上記三相を有する三像關係の礦物で Grunner²⁾によつて研究された。之等の礦物は共に空間群 C_s^4-Cc に屬し, 格子恒數及び分

	a_0	b_0	c_0	β	n
Kaolinite	5.14A	8.90A	14.51A	100°12'	4
Dickite	5.14	8.94	14.42	96°50'	4
Nacrite	5.16	8.93	28.66	91°43'	8

子數はの如くである。これらの三つの構造が第拾壹圖に示されてゐる。これらの結晶構造中に於ても (HO) の形で含まれてゐる。

1) Kôzu and Masuda: loc. cit.

2) J. W. Grunner: Z. Krist., **83**, 75, 394, 1932; 85; 345, 1933.

神津教授と益田教授¹⁾の English China Clay の脱水實驗の結果は 400°C ~ 600°C 迄の間に急激に失ひ、約 12.35% に達し、600°C ~ 1200°C 迄の間には更に 0.86% を失ふに過ぎず。粘土礦物の脱水實驗は無數に行はれてゐるがこゝでは本質的の意味に變化がない故多くの例は之を省略する。

h. 水滑石 $\text{Mg}(\text{HO})_2$, ギブサイト $\text{Al}(\text{HO})_3$ $\text{Mg}(\text{HO})_2$ は $a_0 = 3.12 \text{ \AA}$, $c_0 = 4.73 \text{ \AA}$ なる六方單位格子中に一分子を含み、空間群は $D_{3d}^3 = C_{3m}$ である。この構造に於ては HO が六方最密充填型に配列し、(0001) に平行する二層の (HO) 間に Mg の層が位置し、各 Mg は 6 (HO) のつくる八面體の中心を占め、これを一單位として、これらの層中の各 HO は隣の層の 3 HO に接し、二次的の弱い力で結合される。この構造は Aminoff²⁾ が初めて研究し、 $\text{Ca}(\text{HO})_2$, $\text{Mn}(\text{HO})_2$ 等の構造と共に今後大いに研究さるべき領域である。この礦物を加熱すると水分を失つて MgO となり、加熱前後の結晶學的方位が不變であるのも面白い。この構造は雲母族、綠泥石族、コンドラライト族等の含水珪酸鹽の結晶構造中の一部として屢々反覆出現してゐる。次に述べる $\text{Al}(\text{HO})_3$ の構造も亦同様に含水珪酸鹽中に出現する。

Gibbsite (hydrargillite) $\text{Al}(\text{HO})_3$ は $a_0 = 8.624 \text{ \AA}$, $b_0 = 5.061 \text{ \AA}$, $c_0 = 9.699 \text{ \AA}$, $\beta = 85^\circ 26'$ なる單位格子中に八分子を含み、空間群は $C_{2h}^5 = P_2/n$ である。結晶の對稱は $\text{Mg}(\text{HO})_2$ と非常に異なつてゐるが、その結晶構造は近似してゐる。(HO) の配列は $\text{Mg}(\text{HO})_2$ に於けると同様であるが Mg_3 の代りに Al_2 が含まれるため Mg の位置の $\frac{1}{3}$ 丈は規則正しく缺けてゐる。 $\text{Mg}(\text{HO})_2$ の場合との主なる差異は單位の $\text{Mg}(\text{HO})_2$ 層の各 HO が隣のそれと一對一に接してゐることである。これは HO 間に $\text{Mg}(\text{HO})$ の場合よりも強い力が働く結果である。

Diaspore (HAlO_2), böhmite $\text{AlO}(\text{HO})$ なる二像關係にある礦物も H の問題として面白いが、筆者が目下研究中故別の機會に發表する。(未完)

1) 神津, 益田: 前出。

2) G. Aminoff: Geol. Fören. Förh. Stock., 41. 407 (119).

抄 録

礦物學及結晶學

6735, コロンブ石の形態學 Taylor, E. D.

コロンブ石 $(\text{Fe, Mn})(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6$ の結晶形態よりその空間群を決定する資料として Goldschmidt の Atlas der Kristallformen, 1913. 中に與へられた 90 結晶圖中 82 圖 (八圖は明瞭を缺くため除外せり) を用ゐて、コロンブ石に現れる結晶面の比重要度 (relative importance) を考察せり。本論文に於ては結晶面の比重要度を決定する第一の要素として出現の頻發度を考慮し、結晶の大小も参考に供せるも、それには重點をおかざりき。82 圖を數種の型に分類し次の如き事項につき考察せり。即ち 1. 各結晶に現れた結晶面の比重要度。2. 各産地の結晶面についての比重要度。3. 本結晶種合體としての結晶面の比重要度。82 結晶圖の各々について結晶面の比重要度を求め、それを各産地毎に一括して第 1~12 表として掲げたり。それら結晶面の比重要度の順位を各産地毎に平均してそれを第 13 表として示せり。この表に於てコロンブ石全體としての結晶面の比重要度の順位を示せり。この比重要度の順位に従ひ次の三型の考察をなせり。A. 一般面の晶帶 (Central zones) については (hkk), (lkl); (hhl) の晶帶について考察し、これらが u 面を共通の優位面 (dominant face) とす

るを以て (111) とせり。(hkk) 晶帶は單純にして (311), (122) 面を缺くも $a(133)$, $n(211)$ 及 $\phi(411)$ 中を有す。(lkl) 晶帶も單純にして、(151) を缺き $o(131)$ と $\beta(121)$ が同程度の發達をなすも, $u(111)$, $\beta(121)$, $o(131)$, $R(141)$ 及 (161) を有す。(hhl) 晶帶も單純にして (112), (113) 面を缺くもこの異常の爲めに晶帶の特性を不明にはなさず。若しこの結論が一見して明かならずとするも、二つの晶帶 (hkk) 及 (lkl) が單純なれば當然結論さる。即ち空間群論の理論より二つの Central zones が單純ならば、第三も單純なり。B. 軸晶帶 1. (0kl) 晶帶にては $k(011)$, $h(021)$, $l(012)$, $f(032)$ の順に見出され、 h と l とはその出現頻度に関しても、また面の發育に關しても甲乙なし。この事實は X 線研究の結果と矛盾す。故に各産地の結晶につき詳しき調査を行へる結果この晶帶は $k(011)$ を dominant とする單純晶帶とせり。2. (h0l) 晶帶は $e(201)$ と $i(101)$ が存在し、 e が優位 (dominant) なり。この晶帶は單純にして、單位々置より a 側に偏す。3. (hk0) 晶帶は $g(110)$, $m(130)$, $z(150)$, $y(160)$ 及 $d(170)$ が現れ g と m とは等しい比重要度を示す。この事實と y が d よりも重要な異常性にも不拘らず、この晶帶は g が優位を示す複晶帶なり。C. 軸面。比重要度の順位は b, a, c なり。これらの比重要度を表したグノモン投影をなしそれよりこの併進格子は (111) を優位にもつ單純格子 (P) にして軸晶帶の狀態より (100) 面はもし對稱面はもし對

稱面とすれば映進面にあらず、(010)は映進面、(001)_nは映進面なり。故に形態學的の記號は P^*_{an} なり。即ち $c\{001\}$, $a\{200\}$, $b\{020\}$ と記すべきなり。 P^*_{an} は完面像 (2/m 2/m 2/m) の P_{man} と antihemihedry(2mm) の P_{2an} に對應し、 $z[001]$ は二回對稱軸なり。形態學的の資料よりはその空間群は一義的に P_{man} なり。X 線研究よりの空間群は P_{can} にして、主なる差異は (0kl) 晶帶の面發達よりは (100) が反映面なるも X 線的には c 映進面にして $a\{200\}$, $b\{020\}$, $c\{002\}$ なり。この矛盾につきては殆んど説明を與へ居らず。((Amer. Mineral., 25, 123 ~ 138, 1940) [高根])

6736, 斧石の逆格子と Bravais 格子 de Jong W. F.

著者は X 線寫眞により結晶の逆格子が直接寫眞上に得らるる如き裝置を設計し、その理論に基きて X 線寫眞を求めて斧石結晶の正しき調整をなさんとせり。それによれば斧石の格子恒数は

$$a'_0 = 7.13\text{Å}, b'_0 = 8.91\text{Å}, c'_0 = 9.14\text{Å}$$

$$\alpha' = 91^\circ 51', \beta' = 102^\circ 52', \gamma' = 81^\circ 57'$$

[抄録著註] de Jong の結果を Peacock の結果と比較するに

$$a_0 = a'_0 = 7.13\text{Å} \quad \alpha = \alpha' = 91^\circ 52'$$

$$b_0 = c'_0 = 9.14 \quad \beta = 180^\circ - \gamma' = 98^\circ 3'$$

$$c_0 = b'_0 = 8.91 \quad \gamma = 180^\circ - \beta' = 77^\circ 08'$$

(Z. Krist., 99 326 ~ 335, 1938) [高根]

6737, 斧石の形態學と三斜結晶の正規調整 Peacock, M. A.

三斜晶系に結晶し、最もよく三斜晶としての特徴を示す斧石 $\text{H}_2\text{B}_2\text{Al}_4\text{Ca}_4(\text{Mn},$

$\text{Fe})_2\text{Si}_8\text{O}_{32}$ を用ひて一般三斜結晶の正規の結晶恒数の決定法につきて論述せり。從來三斜晶と言はず一般に結晶の正規の恒数値を決定する目的にて最簡單劈開面の原理 2. 最簡單面指數の原理 3. Bravais の法則 4. the law of complication 及びその他の級數法則 5. 最高偽對稱の原理 6. Hmeomorphism 等による多くの研究は常は一義的な正規調整を得るとは限らざりき。斧石につきても多くの學者が各種の恒數と結晶軸とを得た。本論文に於ては、次の規約を用ひたり。直軸の選定の規約 α) 結晶が針狀或圓柱狀晶癖なる場合にはその方向を直軸とす (c 軸) (Normal habit の結晶の伸びた方向が spacing 最小)。 β) 結晶が elongate した晶癖を有し、その elongate の zone の面に平行に板狀をなす場合は伸びの方向を直軸とす。 γ) 特別の伸びの方向を有さない板狀晶の結晶は偽二回性格子をもつ傾向あり、時には clino-quadratic 或は clino-hexagonal なる如き傾向あり。この場向には二回性偽對稱軸を直軸とする板狀面を底面とす。 δ) 三斜晶には伸び或は擴を示すことなく平靜なる晶癖として發達した結晶が現ることあり、この場合には多くの外形の研究を觀察して、或特別の方向への擴り或は伸びの傾を觀破し、そして適當に直軸を決定する。偽立方型の晶癖を示す結晶の場合にはやむを得ず任意に一つの直軸を假定して研究を進める。横軸に關する規約 この直軸に垂直な平面上に結晶面のグノモン投影或は網平面の逆

格子面をつくる。この二つの投影の一つを直軸の周りに廻轉して (001) が第一象限 (ϕ_{00}) が 0° と 90° その間におちる如くす。このとき一つの直立した軸面が前後に横り、底面は前右に傾く (この法則は單斜晶系よりの延長なり)。この場合横軸 (macrodiagonal) が前後軸 (brachydiagonal) より長くす。然らざる場合投影を裏より見て再び直軸の周りに廻轉して底面の極を第一象限にもたらず (斜方晶系の Macro-brachy rule の延長なり)。これらの規約により結晶の方位が決定すれば上記のグノモン投影點から、逆格子面點の中から第一層面上の點を判斷すれば解決する。斧石結晶につき以上の考察を行つて

$$P_0 : Q_0 : R_0 = 1.290 : 0.989 : 1;$$

$$\lambda = 90.00^\circ, \mu = 82^\circ 07', \nu = 102^\circ 35'$$

の結晶恒数を形態學的に決定せり。X線による決定は

$$a_0 = 6.91\text{Å}, b_0 = 8.96\text{Å}, c_0 = 8.845\text{Å}$$

$$\alpha^* = 89^\circ 55' \beta^* = 82^\circ 04' \gamma^* = 102^\circ 33'$$

$$a_0 : b_0 : c_0 = 1 : 1.284 : 0.988 : 1.$$

なり。(Amer. Mineral., 22, 588~620, 1937) [高根]

6738, 臺東廳虎頭山産の方沸石 木村四郎

棲東市北方 3.5 軒に位する虎頭山は一部蛇紋岩化する斑礫岩よりなり、その南麓に於て巾 1~3.5 cm の方解石脈の發達する箇所を認め得べし。この脈中の空洞中に方解石結晶に隨ひ稀に方沸石の美品を産することあり。方沸石は 0.5~1 cm に及び (211) よりなる。玻璃光澤を呈し、

亜介殼斷口を示し比重は 2.34 (25.3°C)、屈折率 $N_D = 1.491$ なり。最も透明なる試料につき分析せる結果は

$$\begin{array}{l} \text{SiO}_2 \ 53.47, \ \text{Al}_2\text{O}_3 \ 20.64, \ \text{Fe}_2\text{O}_3 \\ 1.29, \ \text{CaO} \ 0.82, \ \text{MgO} \ 0.53, \ \text{Na}_2\text{O} \\ 13.61, \ \text{K}_2\text{O} \ 0.32, \ \text{H}_2\text{O} \ 8.81 \quad \text{合計} \\ 99.49 \end{array}$$

なり。之より $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ なる化學式を得べし。(臺灣地學 [13, 39~40, 昭 17] [八木])

6739, Kraubath 産灰クローム柎榴石 Meixner, H.

Hussak は 1889 年に Kraubath 産の灰クローム柎榴石に就て記載 (Mitt. Nat. Ver. Steiern. 25) したるも、本礦物は Dobschau 産の灰鐵柎榴石の誤なること判明せるを以てこゝに訂正せり。因に本礦物は綠色を呈し蛇紋岩中に溫石棉と共生して産す。(Zbl. 1938, 115~118) [大森]

6740, Karabas 産ズニ石及びズニ岩 Astashenko, K. J., Moleva, V. A.

Balkhash の北方 50 軒の Karabas Massive 中にズニ石片岩が岩脈狀をなして二次的ダイアスポール-絹雲母-珪岩中に産す。ズニ石は四面體及び六面體を呈す。比重は 2.894 なり。分析結果は次の如し。
 $\text{SiO}_2 \ 25.53, \ \text{TiO}_2 \ 0.62, \ \text{Al}_2\text{O}_3 \ 57.42, \ \text{Fe}_2\text{O}_3 \ 0.10, \ \text{MnO} \ \text{tr.}, \ \text{MgO} \ 0.03, \ \text{CaO} \ 0.10, \ \text{SrO} \ 0.001, \ \text{Na}_2\text{O} \ 0.17, \ \text{K}_2\text{O} \ 0.11, \ \text{P}_2\text{O}_5 \ 0.56, \ \text{Cl} \ 2.56, \ \text{F} \ 5.52, \ \text{H}_2\text{O}^{(+)} \ 10.03, \ \text{H}_2\text{O}^{(-)} \ 0.12, \ \text{計} \ 102.87\%$

この結果はズニ石の一般化學式 SiO_4-

$\text{Al}_{12}(\text{OH}, \text{F}_{18})\text{AlSi}_4\text{O}_{16}\text{Cl}$ に相當す。尙
 隨伴礦物に minettesite 及び硫酸鉛礦あ
 り。(Comp. Rend. Doklady, USSR.
 22, 327~330, 1939) [大森]

6741, Montescheno 産綠柱石 Pere-
 tti, L.

伊國 Montescheno, Bravettola 谷に
 片麻岩及び角閃岩が分布し、この兩者間
 にレンズ狀ペグマタイトあり。多量の綠
 柱石を産す。このペグマタイトは主とし
 て石英及び長石より成り、柘榴石、白雲
 母、黑雲母並に少量の金綠玉を産す。綠
 柱石結晶は柱狀をなし、長さ約 40 糎、巾
 18 糎に達するものあり。色は灰オリーブ
 色又は青色を呈す。この後者は結晶の小
 なる數粒のものに多し。結晶面に次のも
 の認めらる。(10 $\bar{1}$ 0), (11 $\bar{2}$ 0), (21 $\bar{3}$ 0),
 (0001), (10 $\bar{1}$ 1), (11 $\bar{2}$ 1) 及び (21 $\bar{3}$ 1?)。
 結晶は時に光學異常を呈し、二軸性のも
 のあり。屈折率は全反射屈折計にて測定
 するに次の如し。

$\omega = 1.5836$, $\varepsilon = 1.5772$ (青色種)

$\omega = 1.5825$, $\varepsilon = 1.5750$ (灰オリーブ種)

又比重は前者は 2.718 にして後者は 2.726
 なり。更に前者の化學分析の結果は次の
 如し。

SiO_2 64.95, Al_2O_3 17.24, Fe_2O_3 0.48,
 BeO 12.56, CaO 0.53, MgO 0.31, K_2O
 0.50, Na_2O 0.84, Li_2O 0.13, H_2O
 2.28, 計 99.82%

尙分光分析の結果 Cs_2O 及び Rb_2O は確
 認されず。(Att. R. Acc. d'Ital. Rend.
 (7) 1, 63~66, 1939. N. J. Ref. I.
 1940, 258) [大森]

**6742, 奉天省撫順縣馬和寺産柘榴石の分
 析** 家木幸雄

淺野理學士(本欄 6749 項参照)の採集
 にかゝる馬和寺礦床産 elysite 中の柘榴石
 を双眼顯微鏡にて選び純良なる試料 0.58
 g につき比重測定及び化學分析を行へり。

$G = 4.147 \pm 005$ (4°C)

試料の僅少なる爲化學分析値は稍正確を
 缺けど、その結果は次の如し

SiO_2 37.14, Al_2O_3 22.19, Fe_2O_3 3.08,
 FeO 30.84, CaO 6.42, MgO 0.82, MnO
 0.42, TiO_2 ナシ H_2O — 0.37 合計
 101.28%

この結果より柘榴石端成分を算出せば、
 Alm 75.26, Gr 10.00, And 10.00, Py
 3.69, Sp 1.05 (モル%) となり、 Fe_2O_3
 を全て FeO に改算せば Alm 76.84, Gr
 18.72, Py 3.45, Sp 0.98 (モル%) とな
 る。即ち本柘榴石は少量の Py 及び Sp を
 含む Alm なることは確實なれど Gr と
 And の關係につきては將來の検討を必要
 とす。(滿洲地調要報 17, 98~100, 昭
 17) [八木]

6743, 臺東廳加路蘭砂金地の重礦物 市
 村毅

臺東市より東北 5 軒に位する加路蘭に
 於ては砂金が採集せらる。その洗金の殘
 渣重礦物を檢せるに鐵礦、ジルコン、柘榴
 石、金紅石、紫蘇輝石、橄欖石、角閃石等よ
 りなる。最も多量なるは鐵礦にして、磁
 鐵礦、チタン鐵礦、褐鐵礦等なり。ジルコ
 ンは次に多く、無色、紫色、及び淡紅色の
 三種類あり。大きさは 0.5mm に達し、内部
 に微晶包裹物を有す。紫蘇輝石は長柱狀

にて多色性著し。金紅石は粒狀又は柱狀にて弱き多色性と金剛光澤とを呈する。この他に橄欖石、角閃石、稀に十字石を含有す。この重礦物中にモナズ石、電氣石、普通輝石の缺けたるは如何なる原因によるや不明なり。(臺灣地學 13, 30~33, 昭17)[八木]

6744, 臺灣產岩石礦物雜記 (15) 市村毅

花蓮港廳豐田村石綿礦山產サーラ輝石同礦山の蛇紋岩を貫ぬく石綿脈、及び蛇紋岩の裂隙中に短柱狀の美晶をなすサーラ輝石あり。(100), (010), (001), ($\bar{1}01$), (110) 等の諸面よりなり大なるは1cmに及ぶ、無色透明、灰白色不透明、帶綠灰色不透明等種々あり。化學分析の結果は SiO_2 52.81, FeO 9.59, CaO 24.88, MgO 11.60 合計 100.74

にて $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{SiO}_3)_2$ なる化學式を得べし。

花蓮港廳拔子附近產滑石 石墨片岩と綠泥片岩との接觸部に厚さ 4~10cm に及びて滑石層發達す。美しき眞珠光澤又は絹光澤を呈し $\gamma=1.586$ なり。

花蓮港廳清昌溪上流產滑石 上記拔子產のものよりも更に良質のものにして、石墨片岩と蛇紋岩との間に挟在し、厚さ 10cm を越える事あり。淡綠色、眞珠~絹光澤を呈し $\gamma=1.583$ なり。

臺北州龜山嶼產石膏 (010) (110) (111) ($\bar{1}11$) よりなり c 軸に延びたる長柱狀を呈し時に 4.8cm に及ぶ。無色透明なり。

花蓮港廳石綿礦山產柎榴石 前記サーラ輝石と共に少量の柎榴石を産す。節色

~淡褐色を呈し, (211) (110) 及び (431) の聚形なり。結晶面上には稜に平行なる無數の條線を有す。結晶大なるは 7mm に及び鏡下に檢するに特異の光學異常を呈し, 結晶面の配置通りの區劃を生ず。化學分析によれば殆ど SiO_2 , Al_2O_3 及び CaO のみよりなり, 僅の Fe_2O_3 , FeO , MgO 及び MnO を含み, 灰礬柎榴石に近きものたるを知る。(臺灣地學, 13, 41~42, 昭 17)[八木]

岩石學及火山學

6745, Philipstown 地方のキンパーレ一岩の産狀 Keyser A.

Philipstown の北東 20 哩, 洋梨型岩栓をなし長軸 150 嗎, 短軸 100 嗎のキン巴拉イト岩體あり。岩種は肉眼的に成分礦物の不明なる細粒のものと, 斑狀構造を呈するものと 2 種あり, 後者にあつては斑晶として橄欖石, 雲母, 頑火輝石, 柎榴石, クロム鐵礦を認む。捕獲岩に富み水成岩源のものとして石灰岩, 頁岩を有し, 火成岩片としては橄欖石質斑岩, ノーライト, 蛇紋化せる橄欖岩及び變質せる榴閃岩を有す。他の南阿のキンバライト岩栓と大同小異なるも, 透輝石, クローム透輝石, perovskite を認めず。最後にキン巴拉イトと黃長岩との關係につき兩者の Niggli value を用ひて考察し, Taljaard, Holmes 及び Harwood 等の説を擧げて論じたり。(Trans. Geol. Soc. S. Africa, 43, 69~83, 1941)[加藤]

6746, 南部ローデシア "Great Dyke" の重力及び地磁氣測定 Weiss O.

南部コーデシアの所謂“Great Dyke”の從來明かならざりし地質構造を知るべく筆者の装置により重力並びに磁氣測量を行ひたり。これに依れば重力異常は從來得られたものの最大を示し岩脈切斷線上に於いて46.7及び 54.0m.g.を示せり。重力異常の狀況よりして、比重大にして徐々に細長となり、且つ極めて深所にまで及び中心體が“Great Dyke”の露出部の下に存在すべきことが知らる。この中心部の平均比重は 3.3 と推定される橄欖岩又は輝石岩の如きものとす。これに依り、“Dyke”なる名稱は不當なりとす。即ち壁岩は平行ならず、又一般に岩漿溜として地殻中に初生的に生じたものよりの二次的進入としての岩脈に相反して眞の底部の見られざる岩塊としての進入岩體として見られることよりして“Abysolothic Dyke”と云ひたし。磁氣測定の結果は該進入岩核心部の比重大なる部分は殆んど磁性礦物を含まず、從つて鐵は珪酸鹽の形で存し、磁鐵礦には非ずとす。微弱なる磁氣異常の見られることより、綠泥石化作用はこの岩脈の核心部には及ばずと見るべく、從つて hydration は天水に因るものなるべし。(Trans. Geol. Soc. S. Africa, 43, 143~152, 1941)[加藤]

6747, トランスバール Far East Rand の石英粗粒玄武岩の産狀に就て Ellis I.

該進入岩はその形態及び成因に於いて種々他と異なる變朽せる石英粗粒玄武岩なり。その形は段階狀のドームをなし、上部は地表に迄は達せざりしものにし

て、進入岩により占められし空間は其ドームの内部の岩石の沈降により生ぜしものとす。進入岩に伴ひ岩脈並びに岩床相の部あり特殊なる狀態をなせる進入の機構を説明し、その成因及び進入の時代につき論じたり。(Trans. Geol. Soc. S. Africa 43, 127~142, 1941)[加藤]

6748, 南洋群島に於ける燐礦の堆積型とその分布或は質礦石の研究 田山利三郎

南洋群島に於ける燐礦の種類、堆積型を挙げ、後者は基盤の地形と地質より次表の如し。

基盤地質	基盤地形	堆積型	例	
珊瑚礁石灰岩	古期隆起珊瑚礁	凹地型	環礁型 保礁型	アンガウル ロタ
		平地型	卓礁型 裾礁型	フアイヌ サイバン
		裂谷型		ペリリー
		裂溝型 洞窟型		サイバン バラオ
火山岩 熔岩臺地	新期隆起珊瑚礁	平地型	卓礁型 環礁型	トコベ エン
		平地型		妹島
		洞窟型		クサイ

又堆積型と化學成分との關係につき論じ更に、地理的並びに地質的分布を述べ大略次の如き結言を與へたり。即ち 1. 南洋群島の内北部マリアナ第四紀火山島を除き多くの島は何れかの堆積型態に於て燐礦を存す。2. 南洋群島の配列と燐礦の分布とは相關聯し、西部群島には古期隆起珊瑚礁發達し、從つて古く質、量共に優る燐礦堆積し、東部群島には時代的に若く、質量に於いて劣る燐礦を存す。3. 燐礦の中明に第三紀の堆積と認定さるべきもの未だ發見されず。4. 燐礦は殆んど

全部第四紀のもので西部のものは主として更新期、東部は現世期とす。5. 蝙蝠糞を除き殆ど全部は石灰岩上の堆積で、磷酸三石灰の形で堆積す。但し、新期隆起珊瑚礁上のは少量の磷酸二石灰を混ぜず。トラック型のは例外的で玄武岩上、磷酸鐵礬土の形で堆積す。6. 海鳥糞は新期隆起珊瑚礁上にあり蝙蝠糞は古期珊瑚礁又は玄武岩上にあり。(熱帯産研彙報, 8, 1~28, 昭 17)[加藤]

6749, Eulysite 或は Eulysite 質礦石の研究 淺野五郎

Eulysite は「輝榴橄欖岩」又は「白粒岩質輝石橄欖岩」と譯されたるも、大部分は火成源のものには非ず。著者は P. Geijer に従ひ片麻岩中に介在し、高度の變成作用を蒙れる或種の縞狀鐵礦の變質岩を eulysite 或は eulysitic rock と呼稱せり。eulysite の成分礦物は鐵橄欖石、クネーベル石、透輝石、ヘデン輝石、柘榴石(鐵礬~錳礬)、鐵閃石、鐵紫蘇輝石、青綠角閃石、長石、石英、磁鐵礦等なり。滿洲に於て eulysite に屬する鑛石は通化省馬架子、熱河省王杖子、及び奉天省馬和寺の鑛床にして、他に子西溝等も之に屬す。上記三鑛床につき産狀、鑛石、成分礦物、化學分析等を詳細に記述す。此等はいづれも最初に定義されたるスウェーデンの Tunaberg の eulysite に酷似せり。即ち三鑛床は悉く migmatite 質の片麻岩乃至その生成に關係ある片狀花崗岩中に存在し、縞狀鐵礦が花崗岩化作用に隨ふ礬土、アルカリ、珪酸等の注入によりて eulysite に變質せるものなり。これ等は

その主要含鐵珪酸鹽の如何によりて次の四種類に分たる。即ち A...角閃石, B...輝石, 角閃石, C...輝石, 角閃石, 柘榴石, D...鐵橄欖石, 輝石を主とするものなり。之を更に細分し、六型式に分類し得べし。全鐵量は 25~45% にして滿洲産縞狀鐵礦のそれに略等しく、又 SiO_2 は 30~60% にして、之又縞狀鐵礦に近し。上記の各鑛石をスウェーデン、ノールウエイ、北米 Superior 湖地方の eulysite 又は eulysite 質礦石と比較して次の如き生成過程を推定し得たり。

1. 炭酸鹽, グリーナライト, チャモサイトを含むチャート乃至はそれが不完全に酸化せられしものが原岩となる。

2. 大孤山、眼前山の如き角閃石-磁鐵礦岩又は Schwarzfels に類する鑛石。

3. 馬架子其他の如く、上記の鑛石中の礦物結晶粒の増大と共に青綠角閃石、柘榴石、等を生成し、綠泥石炭酸鹽を失ふ。

4. 斜方輝石、單斜輝石、柘榴石等の特徴ある成分礦物とし、最高度の變質を受けたものは鐵橄欖石を有し典型的な eulysite となる。

即ち 1→2→3→4 の如き變質作用が行はるゝものと考へらる。

本報文には多數の岩石、礦物の化學分析を掲げ、その光學的諸性質を詳細に述べたり。又鐵に富む角閃石、輝石、柘榴石、橄欖石等の諸珪酸鹽礦物の成因、共生關係等は極めて興味深きものあり。(滿洲地調要報, 17, 1~97, 昭 17)[八木]

金屬鑛床學

6750, 黒礦々床の二次富化作用 木下龜城

露頭, 二次的礦石の産狀, 土礦, 二次硫化富礦, 侵蝕作用に因る二次富化帶の變改なる5項目に互り, 主として花岡, 小坂兩礦山に就て記し, 洞爺, 三永等に及べり。(九州礦山, 追 12, 529~539, 昭 16) [渡邊萬]

6751, 黒礦々床の成因 木下龜城

中島, 福地, 平林, 辻本, 大橋, 西尾, 新井, 岩崎, 加藤諸氏の從來の見解を検討の上, 黒礦々物の一々を吟味し, その母液よりガスの分離が礦物沈澱の一因たるをば認むるも, 母液が高温なりしとの説點には反對し, またその母液がアルカリ性なりしこと, 膠狀溶液が電解質溶液と共に重要なりしこと等を論ぜり。(九州礦山, 追 13, 19~28, 昭 17) [渡邊萬]

6752, 黒礦々床の礦物 木下龜城

文献による次の各礦物の記載を主とす

I 元素礦物

硫黃洞爺(渡邊)小坂(和田)

テルル…須崎(渡邊)

金…洞爺(渡邊)伊達(渡邊)

銀及び銅小坂の土礦等

II 硫化礦物

鶴冠石雄黃及び輝安礦…洞爺(渡邊)

テルル金礦類…須崎(渡邊)伊達(渡邊)

テルル銀礦及びテルル蒼鉛礦…須崎(渡邊)

輝銀礦及び針銀礦…發盛(渡邊, 犬飼)

方鉛礦, 閃亜鉛礦, 黃銅礦, 黃鐵礦, 各

地

銅藍及び輝銅礦 花岡小坂(木下)外各地

斑銅礦 洞爺(渡邊)花岡(中野)

辰砂 明治

纖維亞鉛礦 湯澤(木下, 川井, 渡邊)

白鐵礦 湯澤(渡邊, 中野)

磁硫鐵礦 寶(木下)

III サルフォ鹽類

硫砒銅礦…花岡(和田, 渡邊)安部城(佐藤)

硫砒鉛礦…湯澤(渡邊, 中野)

黝銅礦及硫安銀銅礦…發盛(渡邊)

IV 鹵石類 角銀礦, 螢石

V 酸化礦物 石英, 砒華, テルル石, 赤銅礦, 褐鐵礦等

VI 炭酸鹽類 方解石, 菱溝掩礦(湯澤)

菱亜鉛礦, 霰石(花岡)毒重石(發盛)

白鉛礦, 孔雀石, 藍銅礦

VII 珪酸鹽類 永長石(宮崎)曹長石, 薔

薇輝石(湯の澤)沸石(鶴峠)絹雲母等

VIII 磷酸鹽類 綠鉛礦

X 硫酸鹽類 重晶石, 石膏, 硬石膏, 硫酸鉛礦, 青鉛礦(小坂)綠礬, 膽礬等。

(九州礦山, 12, 85~109, 昭 16) [渡邊萬]

6753, 和歌山縣三陽礦山のコバルト礦床 中村慶三郎

江住驛の北方 12 軒の防己(ツツヅ)附近に在り, 北に向つて 20~30° に緩斜する白堊紀砂岩頁岩の累層を N 20°~30° に貫ぬき, 西北 60° 前後に傾斜する礦脈群にして, 石英, 綠泥石を主とし, これに多少のコバルタイト, グローコドート, 含

コバルト硫砒鐵礦を含み、コバルトの含量 21% 程度に達す。礦床は A, B, C, E に分れ、A の主脈は幅最大 1 米を超ゆる。

著者は最後に從來知られたる本邦各地のコバルト礦床を通覽し、礦脈として三陽の外奈良縣葛川、慶南 白陽、同成安、同中村郡北、同太古、同南鮮、同齋藤郡北、慶北報國、同吉田金水、忠南三政、咸北掘勒山等、接觸礦床として山口縣長登、慶南菊田、同院洞等の特質を表示せり。(地學, 54, 255~269, 昭 17)〔渡邊萬〕

6754, 紋別附近のチタン鐵礦々床 齋藤正次

“チタン鐵礦資源、特に礦床の性質に就て”，なる報文第一報の一部にして、相馬地方のものと共に特に詳述せらる。紋別地方のものは (1) 河砂鐵型 (2) 濱砂鐵型 (3) 層狀砂鐵型 (4) 深砂礦床? の 4 種に分たれ最後のものは志文附近で 70~80° に急斜する凝灰岩中に幅 2.5 米の層狀を成し、純粹に近きチタン鐵礦を多量に含む。

本論文にはこの外本邦各地に於けるチタン鐵礦床の型式と、その精礦の TiO_2 , Fe, Cr, V_2O_5 含有率を表示せり。(地學, 54, 270~284, 昭 17)〔渡邊萬〕

註 本地域の背面には石英粗面岩の露出あり、そのうちに多量のチタン鐵礦の板狀結晶を含むものあり、余は嘗てその鑑定を依頼せられたり。〔渡邊萬〕

6755, Black Reef に於ける金、炭素、黃鐵礦及び其他硫化物に就て Swiegers, J. U.

Black Reef に於ける礦石につき主として顯微鏡的研究を行ひ礦化作用に關し

て、次の如き結論を得たり。

(a) 本礦床の主要部をなす初期の黃鐵礦の生成、(b) 黃鐵礦圍塊中にて閃亜鉛礦、黃銅礦、磁硫鐵礦が黃鐵礦とほぼ同時に生成す、(c) 圍塊をつむむ後期の黃鐵礦の生成、(d) 金、閃亜鉛礦、方鉛礦、黃銅礦等が石英を交代し又は黃鐵礦の割目中に生成す。(a) (b) より後にして又恐らく (c) よりも後期なり。(e) ほぼ同時代に金、方亜鉛等を包みて炭素圍塊を生成す。(f) (c) とほぼ同期の黃鐵礦が炭素圍塊に接して發達す。

上記の順序より明かなる如く、金は初期の鐵にとめる液より生ぜるものにあらざ、少くも一部は炭素や其他硫化礦物にとむ母液より熱水時代に生成せられたるは、注目に値する事實なり。(Trans. Geol. Soc. S. Africa, 42, 35~46, 1939)〔八木〕

石油礦床學

6756, 西濠洲の古生層 Teichert, C.

濠洲西部の Irwin 河區、北西區、及び西 Kimferley 區の三至要區域に於ける古生層上部の綜合的研究にして、地層及び化石の大要を記載し且つ層序對比を論究す。大體氷河層是最下部にあり、厚き海成湖成乃至河口堆積の地層に被覆せらる。東部濠洲の相當他層の特徴たる下部海成、層下部夾炭層=下部夾炭層=上部海成層の一般層序は西濠に於ても認めらる。西濠の氷河現象は Sakmrian 初期より Kungurian 初期迄經續せるものにして、ロシア、インド、チモル島のそれと

對比すれば、濠洲二疊紀の水河はサタマリヤン期を最寒とするものにして、Artinskian 期に更に軽度の氷河現象あり。

西濠の上部古生層は前寒武利亞紀の楯原の周邊に發達せる海溝、盆地に堆積せるものにして東印度のチモール向斜帶に連續せるものなり。即ち上部古生代に於ける濠洲大陸の地理的位置は現在と相似せるものなり。而して古生代以降現世に至る中間の時代に於ても現在と略同様な地理的狀態が保たれたるものと推定さる。即ち印度東海岸の白堊系は濠洲西海岸のそれと全く同様なアムモナイト化石を産す。以上の如く Du Toit の三紀に於ける北漂説、Kuenen の反時計廻轉説は何等根據なきものなり。(Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 25, 3, 1941) [高橋]

6757, アパレーチャ構造の問題 Sherill, R. E.

アパレーチャの前帯は褶曲山脈帯の北西に延び、その深層に於ける石油調査の必要上、アパレーチャ褶曲の再検討を要することゝなれり。この前帯 (fore-land) の構造は今日迄に想像され來れるものよりも遙かに複雑なるものなり。從來の見解は褶曲帯の歪力が前帯に作用し漸次に弱減するものと稱せられ來れるも、歪力作用の機巧につきては多く論ぜらるゝ所なし。即ち從來變動の時期、構造の起源、廻轉歪力の効果、褶曲の強度及び形等が論せられ來れるも、これらは根據不充分なるものなり。著者は之等の

點につき二三の新見解を述ぶ。(Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 25, 3, 1941) [高橋]

6758, ミシシピ州第五岩鹽潜 Neely, J.

近年ミシシッピ州油田にては比較的淺き地下の岩鹽潜丘に石油を探查しつつあり。Newan 岩鹽丘はその第五の發見にして深度 1620 呎より Wilcox 層, 4935 呎迄は白雲岩層にして 586 呎にて岩鹽丘の冠層たる硬石膏層あり、岩鹽層中に約 300 呎掘進せるも石油及び瓦斯を見ず廢井となれり。(Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 25, 3, 1941) [高橋]

6759, ミシシピ州第四岩鹽潜丘 Morgan, C. L.

ミシシッピ州 Laman 郡の Tatum 岩鹽丘は深度 1516 呎にして、初め松苗が植栽後二三呎にして枯死する現象により、物理探礦を行ひて試井位置を決定したるものなり。この井も總深度 2077 呎にして廢井となれり。(Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 25, 3, 1941) [高橋]

参 考 科 學

6760, 千葉縣茂原の礦水の地球化學的研究 Kuroda, I K.

千葉縣九十九里濱沿岩に沿ひて湧出する茂原を中心とする數多の礦水につきては大體の組成は海水と殆んど同一なれども、その J の含量を著しく異にす、その多量に含有する J の根原はその下部多量に存在すると假想される、海成動植物殊に昆布類その他の海成植物にあると考へらる。筆者は J Br Cl の量を gravi-

metrie 法及比色法によりて決定し之等の元素の輪過を考察せり。(Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res. **39**, 378~386, 1942)[高根]

6761, 東亞共榮圈資源科學文獻目錄ニウギニア 文部省編纂

本目錄はニユーギニアに關する 1939 年以前の資源科學(地質、礦物學、植物學、動物學、人類先史學、地理學)關係論文を内外に亘りて網羅せるものにして蒐錄論文數 4000 に及べり。各論文に就いては著者、標題、掲載雜誌名、發行年代、頁數を記載し、且卷末には此等の論文を所藏せる本邦の研究所、大學、專門學校、圖書館等の名を附記せり。主任編纂者は鈴木好一(地質)、津山 尙(植物)岡田彌一郎(動物)長谷部言人(人類)多田文男(地理)の諸氏なり。(岩波發行, 380 頁, 昭 17, 3 月, 定價 7 圓 50 錢)[竹内]

6762, 東亞共榮圈資源科學文獻目錄 佛領印度支那・泰國 文部省編纂

同上の目錄の佛領印度支那及び泰國に關するものなり。(岩波發行, 334 頁, 昭 17, 3 月, 定價 7 圓 50 錢)[竹内]

6763, 綏化地震 新帶國太郎, 原口九萬

昭和 16 年 5 月 6 日 零時 18 分頃、吟爾濱市の北方 Bokm 綏化街附近の激震にきその震撼地域を大略次の如く觀察り。即ち イ) 激震地域は綏化街の北東及東方 10 數 km の間の洪積臺地の一部で、その範圍は長徑南北 25, 短徑 15km の橢圓形地域なり。ロ) 倒潰家屋の百分比を以て區分すれば (a) 70% 以上, (b) 30~70% 及び (c) 若干倒潰 ± 5% とすれば,

(a) は橢圓地域の略中央, 9km×5km に亘り, (b) 及び (c) は同心橢圓の (a) の外廓に相當す。ハ) 地震の損害, ニ) 鐵道被害, ホ) 鐵道路轍の沈下に伴ふ脚部よりの噴水, ヘ) 附近地域の噴水事項につき述べ且つ, ト) その特徴の一つとして火事を伴はざりし事, チ) 新京及び大連に於ける變動計の記錄を示せり。原因に關しては確かなる資料に乏しきものとするも、尙北滿に發達せる火山群は激震地域をかすめて一連の序列をなす如く走り、一大地質構造線に沿へる岩漿の一活動に依るものならんかと推論せり。(滿洲地協誌, **12**, 12~13, 康德 8)[加藤]

6764, 富士五湖の湖沼學的研究(I) 吉村信吉, 川田三郎

筆者は數年來富士五湖の湖沼學的研究を試み、先づ河口、精進兩湖につき茲に報告し、大略次の如き摘要を與へたり、即ち河口湖及び精進湖につき行へる鍾測は夫々 204 及び 98, 水位の基準は夫々停止水位(1.06m)及び量水標基準點(0m)となせり。河口湖は中部の鵜ノ島を境とし、東西兩湖盆に分れ、その各は更に淺い湖嶺により別の湖盆をなし上記水位で最深點は鵜ノ島の西で 15.4m. 精進湖は環礁狀の熔岩半島によりる部分に分たれ、北部に 11.2m の最深點あり、西の入江には夫々 5.5m 及び 7.0m の副湖盆あり、高水時には主湖盆との間の湖嶺下の深さは夫々 5m 及び 11.7m にして我國に於ける副湖盆 2 個以上の湖 6 個を數ふるに到る。(地理學評論, **18**, 441~455, 昭 17)[加藤]

6785, 昭和十五年七月の噴火に伴つた三宅島の地形變動 表 俊一郎

昭和十五年七月三宅島の噴火の生ぜし翌年の一月～二月に全島の三角測量が行はれ、其結果を大正元年に行はれたる結果と比較することにより各三角點の移動が明らかにせられたり。これ等の移動は大部分噴火に伴ふ地形變動によりて生ぜしものと考へ得るも、各三角點の水平移動を示す矢印が第二回目の測量に於て不動と假定せる三角點富賀山に向つて集まるととき傾向が顯著に觀察せらる。殊にこの傾向は富賀山の近くにある數團の三角點について顯著なり。此等の三角點は噴火地帯よりは最も遠く距るもの故其等の水平移動は元來ならば零であるべきにして見掛け上移動を行ひたる如く見らるはる第一に島全體として長年の間に收縮するごとき運動が行はれ居りたることに原因するもの、第二には三角再測を行ひて新舊二つの地圖を重ね合すにあたり、富賀山小松原の方位を不動と候定せるが實際にはこの假定が誤りなりしことに原因するものの二つの理由に基くものと考へ、富賀近傍の數團の三角點の水平移動量になるべく零に近くなる如く長さ及び廻轉の補正を入るべき係數 de/e 、及び

$d\theta$ を求め之によりて測量より得られたる移動量に就て坪井の方法に従ひて strain component を計算し地形變動の状態を調べたり。計算の結果極めて大なる地形變動を生ぜしは火に列を生じた山の北東部に限られ maximum dilatation の値は 13×10^{-4} 、max. shear は 10×10^{-4} となり丹後、北伊豆地震より大なり。(震研, 20, 127～140, 昭 17) [竹内]

6766, 中國勝山附近のスラストに就て 山田節三

本スラストの存在は山林、望月兩氏により發見されたるも筆者は該地方を廣く踏査し、スラスト・プレーンを追跡し、その very point を四ヶ所に於て確めたり。本スラストはほぼ東西に 5 軒延び、東西兩端は後期の斷層により切もる。スラスト・プレーンはいづれも殆ど水平で、下部は緋色千枚岩、輝緋凝灰岩、石英締泥石千枚岩つ薄層をふくむ石墨千枚岩で、走向 NW 乃至 $N 60^{\circ} \sim 80^{\circ} W$ 、傾斜は SW 又は NE に $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ なり。之に乗り上げたる上部の石灰岩は粘板岩、チャート、薄層を含み、 $N 70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 、傾斜 $40^{\circ} \sim 50^{\circ} NW$ なり。この千枚岩層上には硯石統の石灰礫岩がかなり廣く發達す。(地質調査所輯報, 1, 1～2, 昭 17) [八木]

本 會 役 員

會 長 神 津 淑 祐

幹事兼編輯

渡邊萬次郎

高橋 純一

坪井誠太郎

鈴木 醇

伊藤 貞市

庶務主任

竹内 常彦

會計主任

高根 勝利

圖書主任

大森 啓一

本 會 顧 問 (五十音順)

伊木 常誠

石原 富松

上床 國夫

大井上義近

大村 一藏

加藤 武夫

木下 龜城

木村 六郎

竹内 維彦

立岩 巖

田中 館秀三

中尾 謹次郎

野田 勢次郎

原田 準平

福田 連

藤村 幸一

福富 忠男

保科 正昭

本間 不二男

松本 唯一

松山 基範

松原 厚

山口 孝三

山田 光雄

山根 新次

井上 禧之助

本誌抄録欄擔任者 (五十音順)

石光 章利

大森 啓一

加藤 磐雄

河野 義禮

木崎 喜雄

鈴木 康三九

高根 勝利

高橋 純一

竹内 常彦

根橋 雄太郎

待場 勇

八木 健三

渡邊 新六

渡邊 萬次郎

編輯兼本名隆志
發行人

仙臺市東北帝國大學理學部內

印刷人 笹 氣 幸 助

仙臺市國分町 88 番地

印刷所 笹 氣 印 刷 所

(東宮103)仙臺市國分町 88 番地

發行所 日本岩石礦物礦床學會

仙臺市東北帝國大學理學部內

日本出版文化協會會員番號222156

配給元 日本出版配給株式會社

東京市神田區淡路町 2 丁目 9 番地

發賣所 丸 善 株 式 會 社

東京市日本橋區通 2 丁目

(振替東京 5 番) 承認番號 41

昭和 17 年 9 月 25 日印刷

昭和 17 年 10 月 1 日發行

本會入會申込所

仙臺市東北帝國大學理學部內

日本岩石礦物礦床學會

本會會費發送先

同學會內 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 4 圓 (前納)
1ヶ年分 8 圓

本誌定價(會員外)

1 部 80 錢 (外郵稅 1 錢)

本誌廣告料

普通頁 1 頁 20 圓

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

- Grossularite from Fusôdô andd Kyûdôdô, Korea
..... S. Kôzu, R. H., T. Takéuti, R. H. and Y. Kizaki, R. S.
Geology and ore deposits in the vicinity of Idé, with a special
reference to the gold-tungsten breccia-pipe of the Kogané-
tubo mine(II)..... M. Watanabé, R. H. and S. Kô, R. S.
Editorials and reviews :
Behaviour of hydrogen in crystals (II) K. Takané, R. H.

Abstracts :

- Mineralogy and crystallography.* Morphological studies of columbite etc.
Petrology and volcanology. Occurrence of kimberlite in the Philips-town district etc.
Ore deposits. Secondary enrichment of black ores etc.
Petroleum deposits. Upper Paleozoic of W. Australia etc.
Related science. Geochemical studies of mineral water etc.

**Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.**